

УДК 550.344

## ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ СТРУКТУРЫ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН В РАЙОНЕ НЕВАДСКОГО ЯДЕРНОГО ПОЛИГОНА

© 2013 г. Ю. Ф. Копничев<sup>1</sup>, И. Н. Соколова<sup>2</sup>, К. Н. Соколов<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

E-mail: yufk@kndc.kz

<sup>2</sup>Институт геофизических исследований НЯЦ РК, г. Алма-Ата

E-mail: sokolova@kndc.kz

<sup>3</sup>Санкт-Петербургский государственный технологический институт

Поступила в редакцию 13.08.2012 г.

Анализируются характеристики поля поглощения короткопериодных поперечных волн в районе Невадского испытательного ядерного полигона (НИЯП). Рассматривались записи подземных ядерных взрывов (ПЯВ) и землетрясений, полученные тремя сейсмическими станциями в 1975–2012 гг. на эпицентральных расстояниях до 1000 км. Используются методы, связанные с анализом отношений амплитуд волн  $S_n$  и  $P_n$ ,  $L_g$  и  $P_g$ , а также огибающих  $S$ -коды записей близких событий. Показано, что в районе НИЯП в период проведения ядерных испытаний наблюдались существенные временные вариации структуры поля поглощения в земной коре и верхах мантии. Самые сильные вариации имели место для ПЯВ в области Пахуте Меса, где было проведено примерно 2/3 наиболее мощных взрывов. Полученные данные свидетельствуют о том, что временные изменения структуры поля поглощения связаны с миграцией глубинных флюидов. Проводится сопоставление общих характеристик поля поглощения в районах трех крупных ядерных полигонов.

DOI: 10.7868/S0002333713060082

### ВВЕДЕНИЕ

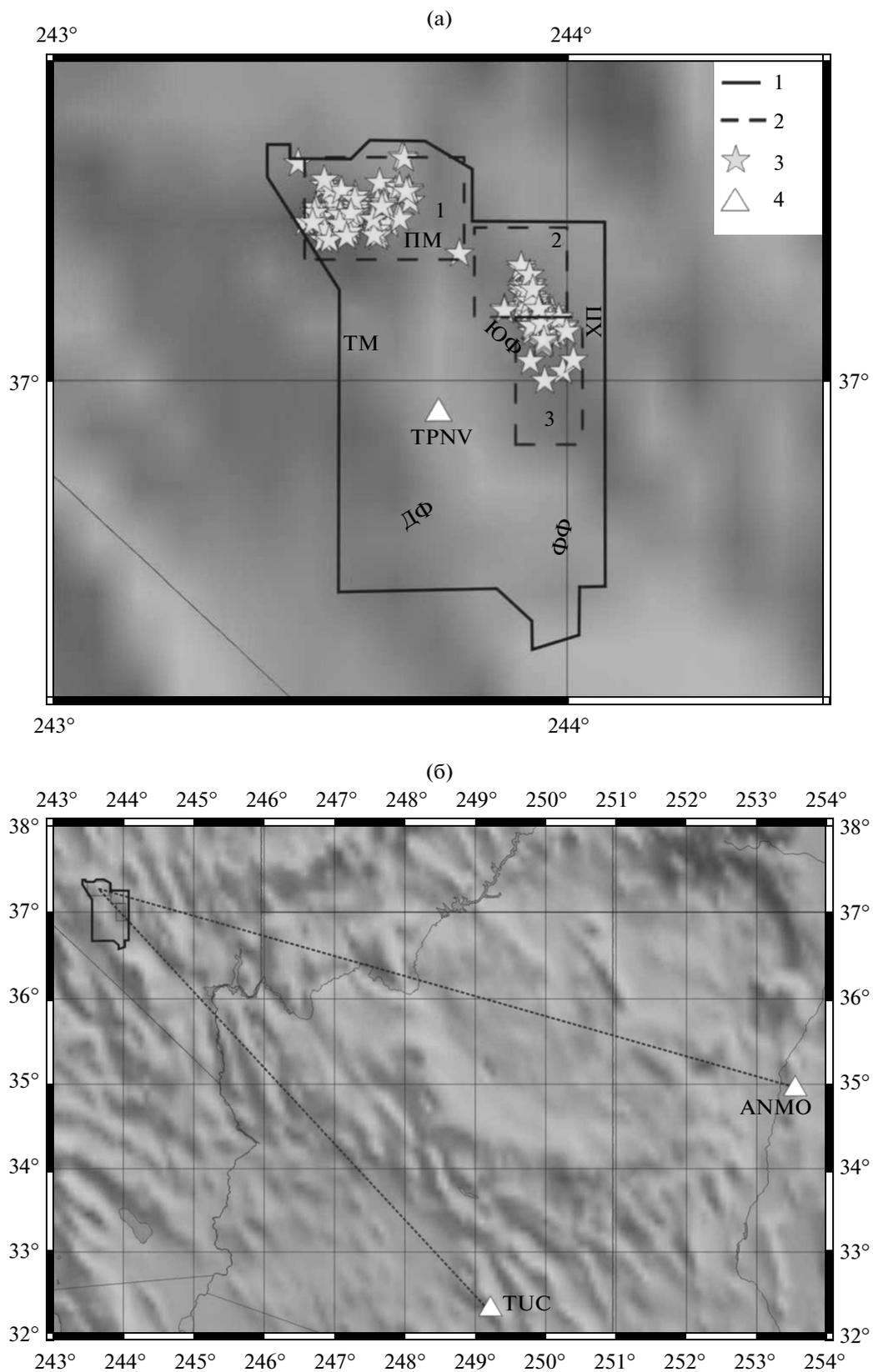
В работе [Копничев, Соколова, 2001] были исследованы пространственно-временные вариации поля поглощения поперечных волн в земной коре и верхах мантии в районе Семипалатинского испытательного ядерного полигона (СИЯП). Было установлено, что наиболее сильные изменения структуры поля поглощения наблюдались в области площадки Балапан, где производились самые мощные подземные ядерные взрывы (ПЯВ) [Михайлов и др., 1996]. Временные вариации поля поглощения выделены также в районе китайского ядерного полигона Лобнор (ЛИЯП) [Копничев, Соколова, 2012а; 2012б], где было произведено на порядок меньше ПЯВ, чем в районе СИЯП [Fisk, 2002]. В настоящей работе рассматриваются пространственно-временные вариации поля поглощения  $S$ -волн в районе самого крупного полигона – Невадского (НИЯП), где было испытано наибольшее количество ядерных зарядов (более 800 [Unit-ed..., 2000; Адушкин, Спивак, 2007]).

### ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

НИЯП находится в южной части обширной рифтовой зоны запада США (Провинция Бассей-

нов и Хребтов, см. рис. 1). Рифтовая зона есть результат тектонического растяжения литосферы в субширотном направлении, которое началось примерно 17 млн лет назад [Sinnock, 1982]. Главные особенности рельефа рифтовой зоны – взаимно параллельное расположение поднятий и впадин, образующих клавишную структуру. Мощность земной коры в районе НИЯП – около 35 км [Kumar et al., 2012]. Для района НИЯП, как и для всей рифтовой зоны, характерен повышенный тепловой поток [Грачев, 1977].

На крайнем северо-западе территории НИЯП находится область Пахуте Меса, сложенная в основном вулканогенными породами (с преобладанием туфов [Sinnock, 1982], см. рис. 1а). Этой области соответствует повышенный рельеф (высоты до 600 м над окружающими равнинами). Северо-восточную часть территории НИЯП занимает равнинная область Юкка Флэт, сложенная в основном четвертичными осадочными породами мощностью до 600 м. С востока равнина Юкка Флэт ограничена узким хребтом Халфпонт. К югу от области Пахуте Меса находится древняя вулканическая кальдера Тимбер Маунтаин. Крайний юг полигона занимают равнинные области Джекасс Флэтс и Френчман Флэт.



**Рис. 1.** (а) – карта района исследований: 1 – контуры НИЯП; 2 – положение выделенных площадок; 3 – эпицентры наиболее мощных взрывов ( $Y > 20$  кт); 4 – сейсмическая станция. Отмечены тектонические структуры: Пахуте Меса (ПМ), Тимбер Маунтаин (ТМ), хр. Халфпинт (ХП), равнины Юкка Флэт (ЮФ), Джекас Флэтс (ДФ) и Френчман Флэт (ФФ); (б) – расположение сейсмических станций *ANMO* и *TUC* относительно НИЯП. Пунктир – трассы на станции. Остальные обозначения – на рис. 1а.

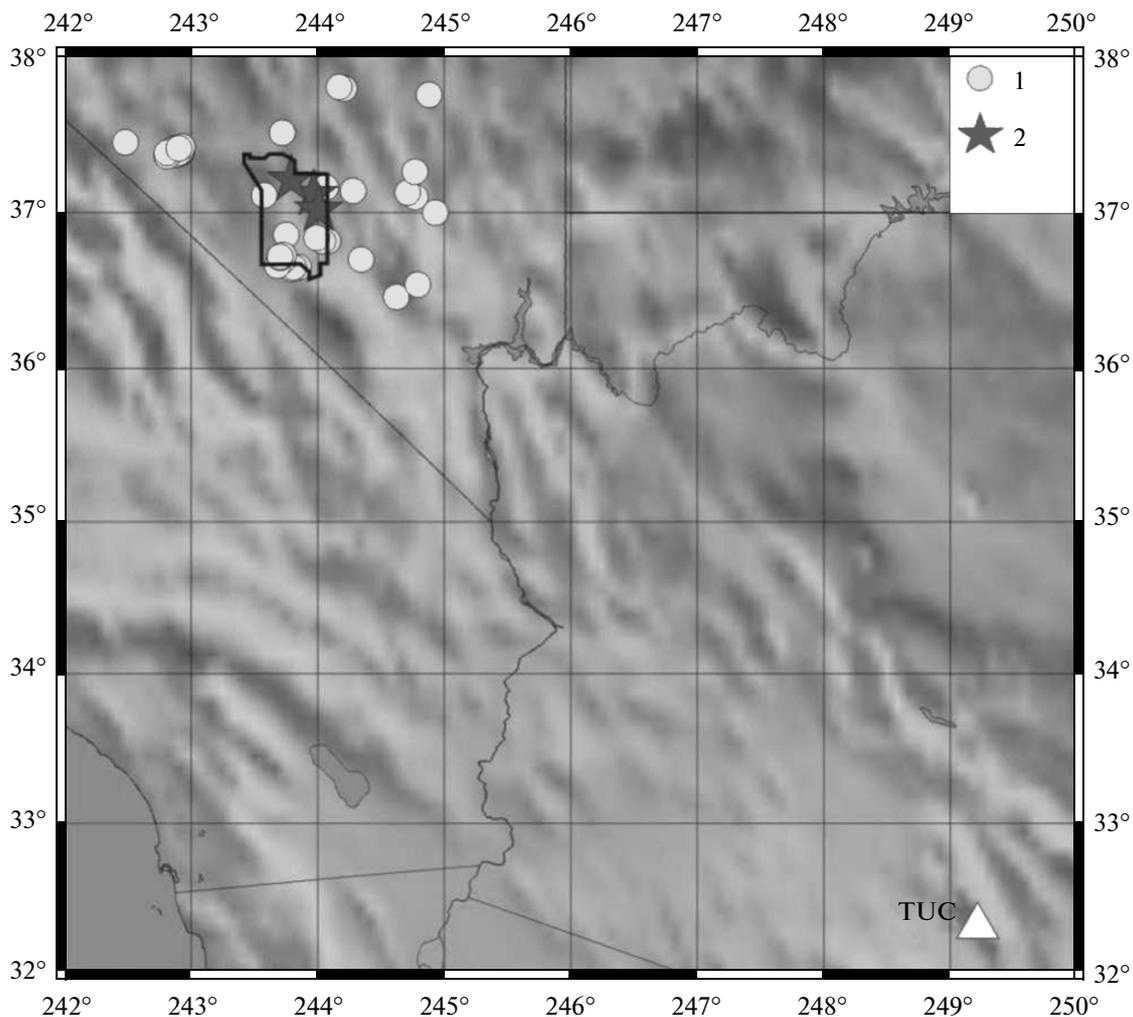


Рис. 2. Эпицентры землетрясений (1) и ПЯВ (2), зарегистрированных ст. *TUC*.

За период с 1962 по 1992 гг. на территории НИЯП было произведено более 800 ПЯВ с максимальной объявленной мощностью 1300 кт [United..., 2000]. Подавляющее большинство ПЯВ, в том числе самые сильные (мощностью более 100 кт) было произведено в областях Пахуте Меса и Юкка Флэт. Наибольшее количество самых мощных взрывов (до 500–1000 кт) проведено в 1975–1976 гг. После 1976 г. максимальная мощность взрывов составляла 150 кт.

В настоящее время в районе НИЯП наблюдается слабая сейсмическая активность. После прекращения серии ПЯВ самое сильное землетрясение произошло здесь в 1999 г. ( $M = 4.5$ ). Начиная с 2000 г. на территории полигона не зарегистрировано событий с  $M > 3.6$ .

#### ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Рассматривались записи ПЯВ и землетрясений, зарегистрированных цифровыми станция-

ми *ANMO* и *TUC* соответственно в 1975–2002 и 1992–2011 гг. (рис. 1а, 1б, рис. 2). Эпицентральные расстояния для указанных станций варьировались в диапазонах ~880–940 и 620–940 км соответственно. В общей сложности проанализировано более 180 записей ПЯВ и около 50 записей землетрясений.

Кроме того, обработано 10 сейсмограмм местных землетрясений и химического взрыва, полученных цифровой станцией *TPNV* (рис. 1а) в 1993–2012 гг. на эпицентральных расстояниях до 40 км.

При анализе записей, полученных станциями *ANMO* и *TUC* на расстояниях до 1000 км, мы рассматривали отношения амплитуд волн *Lg* и *Pg*, а также *Sn* и *Pn* (параметры  $lg(ALg/APg)$  и  $lg(ASn/APn)$ , для краткости обозначим их соответственно  $Lg/Pg$  и  $Sn/Pn$ ). Волны *Lg* и *Pg* распространяются в земной коре, и отношение их амплитуд служит мерой поглощения поперечных волн на всей трассе от очага до станции [Копничев, 1985]. Волны *Sn* и *Pn* проникают глубже границы *M* и по величине параметра  $Sn/Pn$  при про-

чих равных условиях можно судить о степени поглощения  $S$ -волн в верхах мантии в области источника [Molnar, Oliver, 1969; Копничев, Аракелян, 1988; Копничев, Соколова, 2010; 2011].

При интерпретации записей близких землетрясений и химических взрывов использовался метод, основанный на анализе характеристик короткопериодной  $S$ -коды. Ранее было установлено, что на частотах около 1 Гц кода сформирована главным образом поперечными волнами, отраженными от многочисленных субгоризонтальных границ в земной коре и верхней мантии [Копничев, 1985; Aptikaeva, Koprnichev, 1993].

При такой схеме формирования коды участки относительно быстрого и медленного затухания амплитуд в ней связаны с проникновением  $S$ -волн в слои соответственно сильного и слабого поглощения. Глубины этих слоев определяются в предположении формирования коды однократно отраженными волнами. Поглощение характеризовалось эффективной добротностью  $Q_s$ , которая определялась по затуханию амплитуд в коде с помощью формулы  $A(t) \sim \exp(-\pi t/Q_s T)/t$ , где  $T$  – период колебаний, время  $t$  отсчитывается от начала излучения в очаге [Копничев, 1985].

Ранее было отмечено, что образование полостей и зон трещиноватости, а также изменение гидрорежима подземных вод при ПЯВ [Адушкин, Спивак, 1993] не служат препятствием для изучения характеристик поля поглощения на достаточно больших глубинах с помощью описанных выше методик [Копничев, Соколова, 2001].

При обработке сейсмограмм применялась узкополосная частотная фильтрация, которая позволяет исключить из анализа эффекты, связанные с различием спектров очагового излучения для разных событий, зависимостью добротности от частоты и т.д. [Копничев, 1985; Aptikaeva, Koprnichev, 1993]. Использовался фильтр с центральной частотой 1.25 Гц и шириной  $2/3$  октавы на уровне 0.7, аналогичный соответствующему ЧИСС-каналу [Копничев, 1985].

## АНАЛИЗ ДАННЫХ

Мы разбили часть территории НИЯП, где сконцентрированы эпицентры ПЯВ, записи которых использовались в работе, на три площадки (рис. 1). Первая площадка соответствует в основном области Пахуте Меса, а вторая и третья – равнине Юкка Флет. Отметим, что все достаточно сильные взрывы с минимальной объявленной мощностью в диапазоне  $P = 20–150$  кт были проведены на этих площадках [United..., 2000]. Вместе с тем количество самых мощных ПЯВ ( $Y > 100$  кт) на площадке 1 было в несколько раз больше, чем на каждой из двух других. Из рис. 1 следует, что трассы от площадки 1 на станцию ANMO в основном

проходят через площадку 2, а на станцию TUC – частично через площадки 2 и 3.

Анализ записей ПЯВ и землетрясений, полученных станциями ANMO и TUC. На рис. 3 показаны примеры записей ПЯВ, произведенных на трех выделенных площадках НИЯП (ст. ANMO). Видно, что записи имеют общие черты: высокие отношения  $S_n/P_n$  и достаточно низкие  $L_g/P_g$ .

На рис. 4–рис. 9 представлены временные вариации средних параметров  $S_n/P_n$  и  $L_g/P_g$  для ПЯВ. Из рис. 4 следует, что для площадки 1 величины  $S_n/P_n$  были очень низкими в 1975–1978 гг., однако резко выросли в 1979–1982 гг. (с 0.41 до 0.61), далеко выходя за пределы доверительного интервала на уровне 0.9, соответствующего данным за 1975–1978 гг. После этого наблюдалось их постепенное уменьшение до 0.48 в 1989–1992 гг. Похожая картина имела место и для площадки 2 (рис. 5), однако размах вариаций здесь был существенно ниже (0.52–0.61). Для площадки 3 вариации параметра  $S_n/P_n$  были незначительными (0.56–0.60), они не выходили за рамки доверительного интервала среднего значения, полученного по данным за 1975–1978 гг. (см. рис. 6).

Для вариаций параметра  $L_g/P_g$  наблюдалась совершенно иная картина. Из рис. 7 видно, что для площадки 1 эта величина резко упала в 1983–1986 гг. по отношению к интервалу 1975–1978 гг. (с  $-0.35$  до  $-0.55$ ), снова далеко выходя за пределы доверительного интервала, соответствующего данным за 1975–1978 гг. Далее средние величины  $L_g/P_g$  оставались примерно на том же уровне. В то же время для площадки 2 параметр  $L_g/P_g$  монотонно возрастал в течение рассматриваемого отрезка времени (с  $-0.35$  до  $-0.15$ , см. рис. 8). Для площадки 3 вариации этого параметра опять были наименьшими (между  $-0.34$  в 1975–1978 гг. и  $-0.46$  в 1987–1992 гг. (рис. 9)).

На рис. 4 и рис. 7 для сравнения показаны средние величины параметров  $S_n/P_n$  и  $L_g/P_g$  для землетрясений, полученные по данным для площадки 1 за 1976 г. Видно, что эти величины значительно (на 0.4–0.5 ед. лог.) выше, чем для ПЯВ за 1975–1978 гг.

По данным ст. TUC обработаны записи ПЯВ и землетрясений, полученные в 1992–2011 гг. Из рис. 10 и рис. 11 следует, что для северной части НИЯП, куда входят все три площадки, для землетрясений средние величины  $S_n/P_n$  значительно (на 0.17 ед. лог.) выше, а  $L_g/P_g$ , наоборот, ниже (на 0.25 ед. лог.), чем для крайнего юга НИЯП, где ПЯВ практически не проводились. Сопоставление с данными по ПЯВ для площадок 1 и 2, полученными в 1992 г., показывает, что в данном случае средние величины  $S_n/P_n$  и  $L_g/P_g$  для землетрясений с эпицентрами в северной части НИЯП выше, чем для взрывов, соответственно на 0.20 и 0.15 ед. лог.

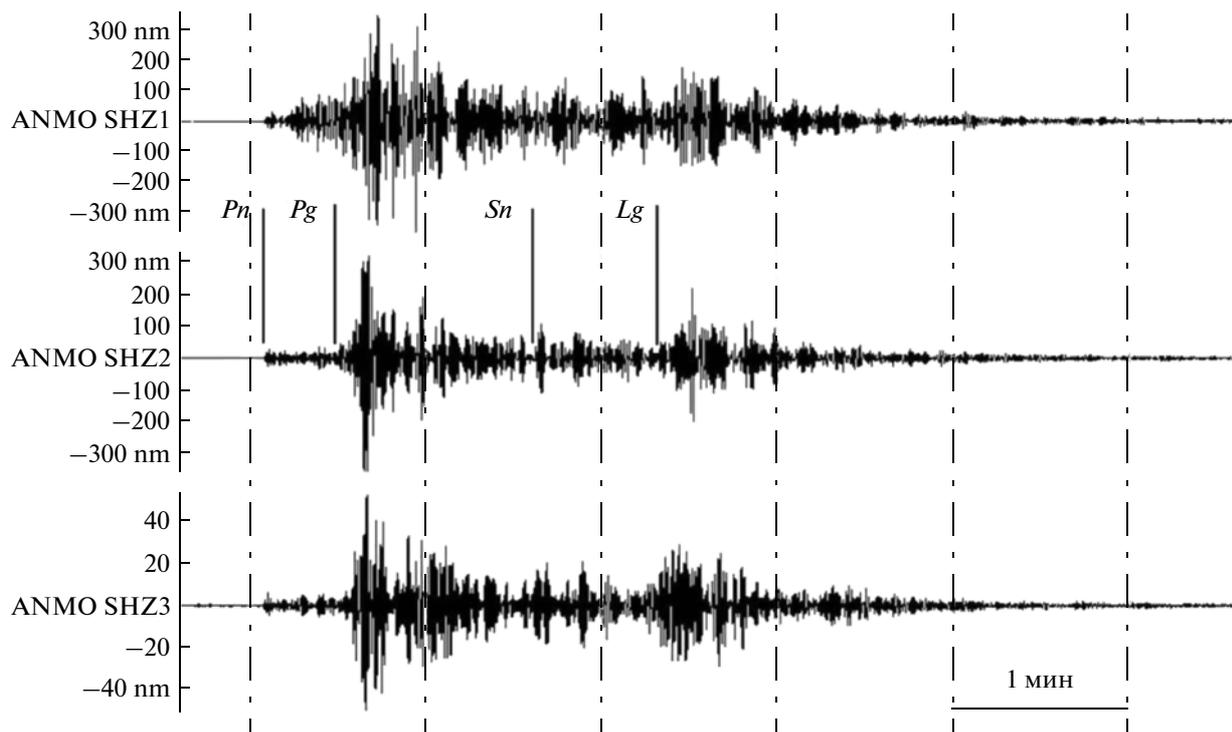


Рис. 3. Примеры сейсмограмм ПЯВ, полученных ст. ANMO. Верхняя трасса – пл. 1 (17.12.1978, 15-30-00), средняя – пл. 2 (16.04.1980, 20-00-00), нижняя – пл. 3 (10.12.1982, 15-20-00). Стрелки – моменты вступления рассматриваемых волновых групп.

Рис. 12 иллюстрирует зависимость параметра  $S_n/P_n$  от расстояния для профиля, проходящего через территорию НИЯП (по записям ст. TUC). Из графика следует, что для эпицентров зем-

трясений в области НИЯП средние величины  $S_n/P_n$  резко возрастают по отношению к областям к востоку и западу от полигона.

Анализ записей землетрясений и химического взрыва (ст. TPNV). На рис. 13 показаны общие огибающие  $S$ -коды записей местных землетрясе-

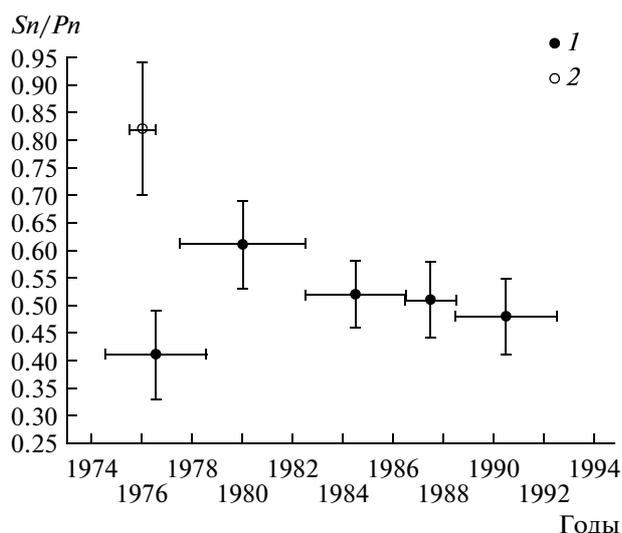


Рис. 4. Зависимость от времени средних величин  $S_n/P_n$  для ПЯВ (1) и землетрясений (2) на пл. 1. Показаны доверительные интервалы на уровне 0.9 и интервалы осреднения данных. Здесь и на рис. 5–рис. 9 – ст. ANMO.

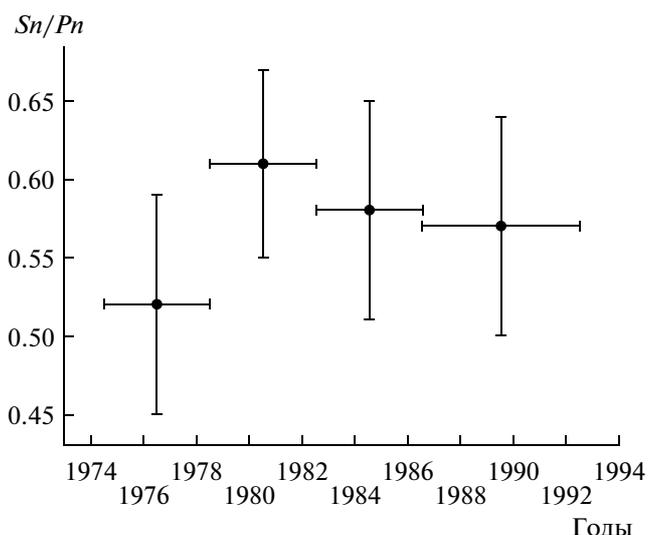


Рис. 5. Зависимость от времени средних величин  $S_n/P_n$  для ПЯВ на пл. 2. Обозначения – на рис. 4.

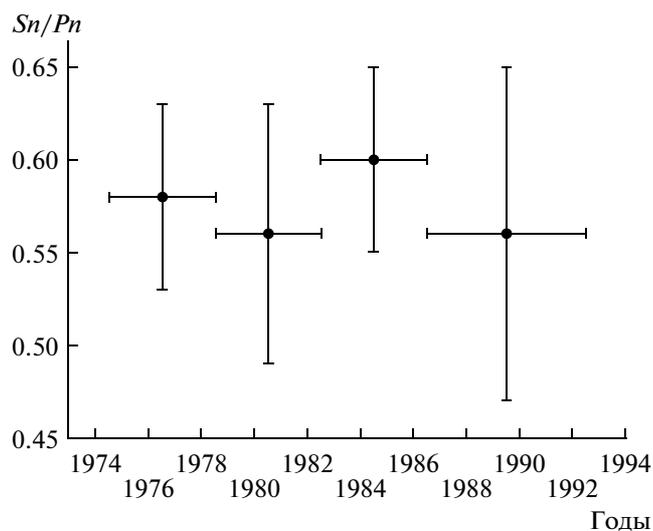


Рис. 6. Зависимость от времени средних величин  $Sn/Pn$  для ПЯВ на пл. 3. Обозначения — на рис. 4.

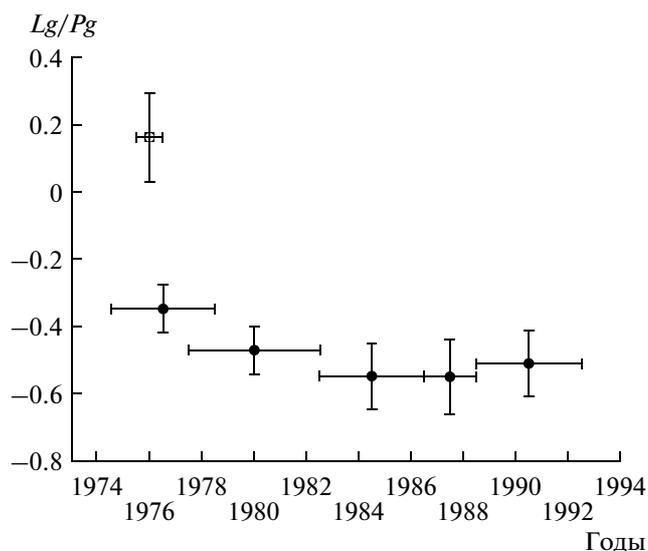


Рис. 7. Зависимость от времени средних величин  $Lg/Pg$  для ПЯВ и землетрясений на пл. 1. Обозначения — на рис. 4.

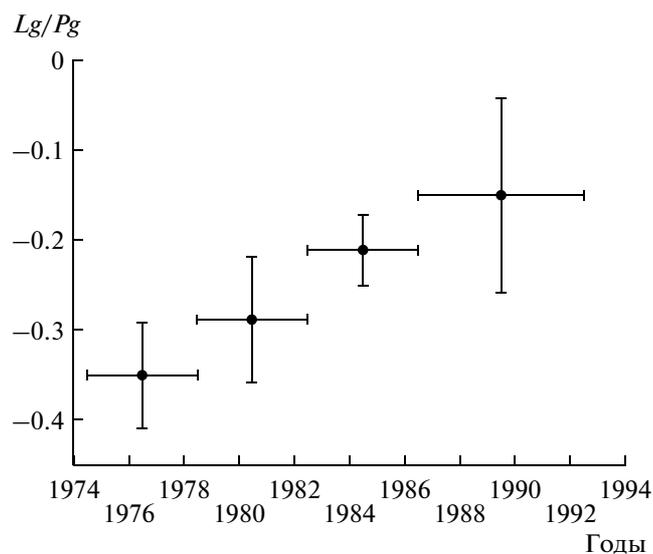


Рис. 8. Зависимость от времени средних величин  $Lg/Pg$  для ПЯВ на пл. 2. Обозначения — на рис. 4.

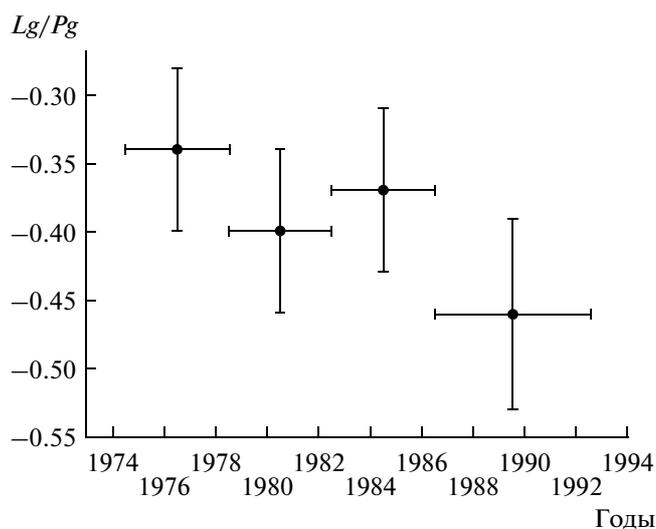


Рис. 9. Зависимость от времени средних величин  $Lg/Pg$  для ПЯВ на пл. 3. Обозначения — на рис. 4.

ний и химического взрыва. Станция расположена к югу от площадки 1, на расстоянии около 25 км от ее южной границы. Из рис. 13 следует, что для эпицентров в области площадки 1 наблюдается отрезок очень слабого затухания амплитуд в коде при  $t = 19-47$  с, сопровождающийся участком достаточно быстрого затухания при  $t = 47-64$  с. Для эпицентров непосредственно к югу от площадки 1 на огибающих выделяется пологий участок при  $t = 12-19$  с, после которого амплитуды быстро затухают при  $t = 19-43$  с. Для еще более

южных эпицентров (на расстояниях  $\sim 50-55$  км от южной границы площадки 1) наблюдается отрезок быстрого затухания амплитуд при  $t = 17-40$  с.

На рис. 14 представлены разрезы поля поглощения для субмеридионального профиля. Точность определения глубин границ составляет  $\sim 5$  км в нижней коре и  $\sim 10$  км в верхах мантии. Видно, что для площадки 1 в верхах мантии, на глубинах  $\sim 35-100$  км имеет место очень слабое поглощение ( $Q_s > 1000$ ). В интервале глубин  $\sim 100-135$  км добротность резко падает ( $Q_s \sim 70$ ), еще глубже

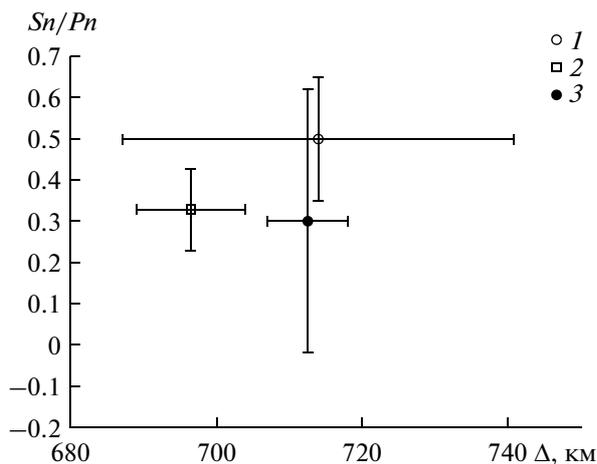


Рис. 10. Средние величины  $S_n/P_n$  для землетрясений на севере (1) и юге (2) НИЯП, а также для ПЯВ (3). Ст. TUC.

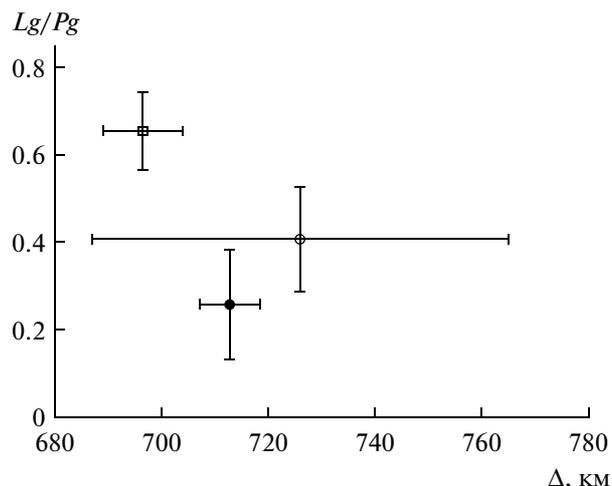


Рис. 11. Средние величины  $L_g/P_g$ . Обозначения – на рис. 10. Ст. TUC.

( $h \sim 135\text{--}180$  км) поглощение снова уменьшается ( $Q_s \sim 200$ ). К югу от площадки 1 наблюдается чрезвычайно слабое поглощение в нижней коре ( $h \sim 20\text{--}35$  км,  $Q_s > 2000$ ) и относительно высокое – в верхах мантии ( $h \sim 35\text{--}130$  км,  $Q_s = 80$ ). Глубже выделяется сравнительно тонкий слой (мощностью около 20 км) очень слабого поглощения ( $Q_s > 2000$ ), под которым добротность снова резко падает ( $Q_s \sim 180$ ).

Для эпицентров на расстояниях  $\sim 50$  км к югу от границы площадки 1 на глубинах  $\sim 30\text{--}80$  км наблюдается высокое поглощение ( $Q_s \sim 80$ ), глубже добротность существенно возрастает (в диапазонах глубин  $\sim 80\text{--}115$  и  $115\text{--}180$  км величины  $Q_s$  равны соответственно 250 и 140).

Из рис. 14 следует, что в верхах мантии под площадкой 1 на глубинах до  $\sim 100$  км поглощение S-волн гораздо слабее, чем к югу от нее.

### ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные свидетельствуют о том, что в районе НИЯП в период проведения ядерных испытаний наблюдались существенные временные вариации поля поглощения S-волн. Такие вариации могут быть связаны только с миграцией глубинных флюидов (подъем частично расплавленного материала, который также обеспечивает высокое поглощение S-волн, можно исключить из анализа, поскольку вязкость расплавов на много порядков больше вязкости флюидов).

Наиболее подходящая область для миграции глубинных флюидов – нижняя кора, которая в тектонически активных районах, как правило, характеризуется относительно высоким содержанием жидкой фазы, повышенной электропровод-

ностью [Ваньян, Хайндман, 1996; Bielinski et al., 2003] и сильным поглощением поперечных волн [Бакиров, 2006]. Кроме того, в таких районах выделяются и узкие зоны, насыщенные флюидами, которые могут рассекать практически всю литосферу (как правило, они связаны с глубинными разломами [Бердичевский и др., 1996; Бакиров, 2006]). По таким зонам флюиды могут подниматься в земную кору из верхов мантии [Husen, Kissling, 2001; Копничев, Соколова, 2003; Копничев и др., 2009].

Подъем флюидов в нижнюю кору и миграцию их в горизонтальном направлении можно объяснить длительным интенсивным техногенным

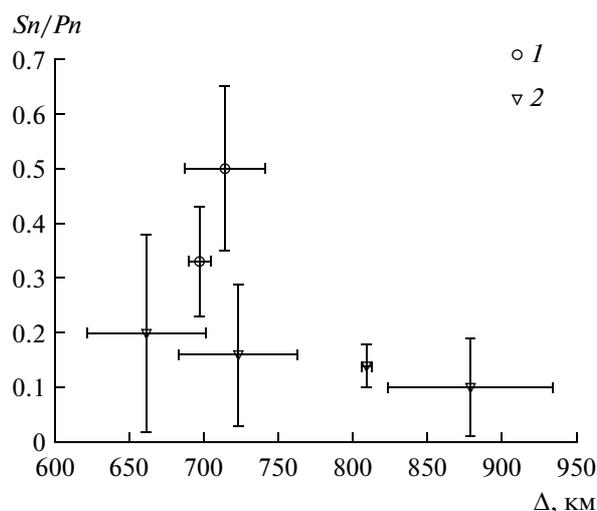
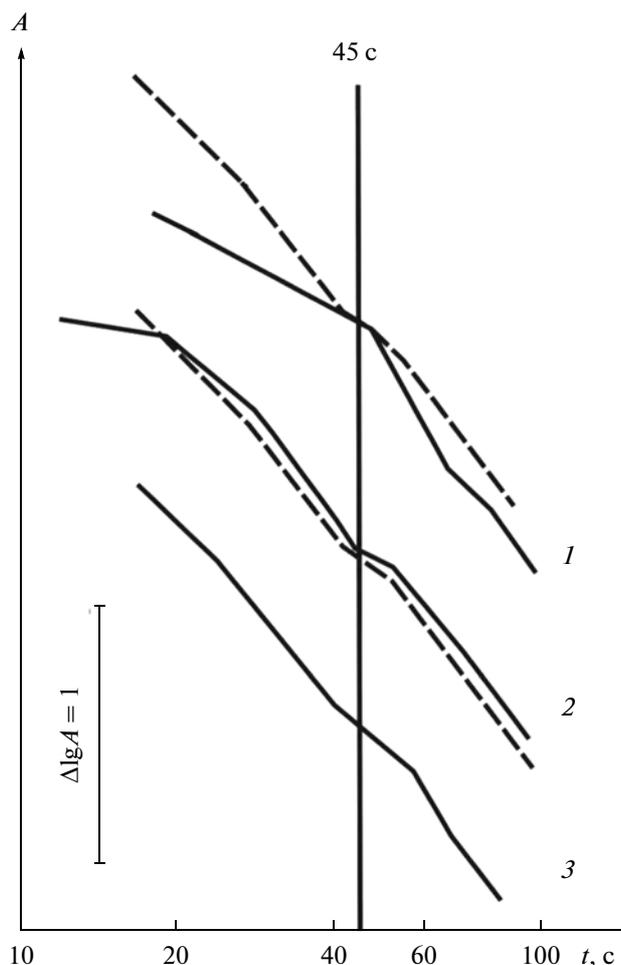


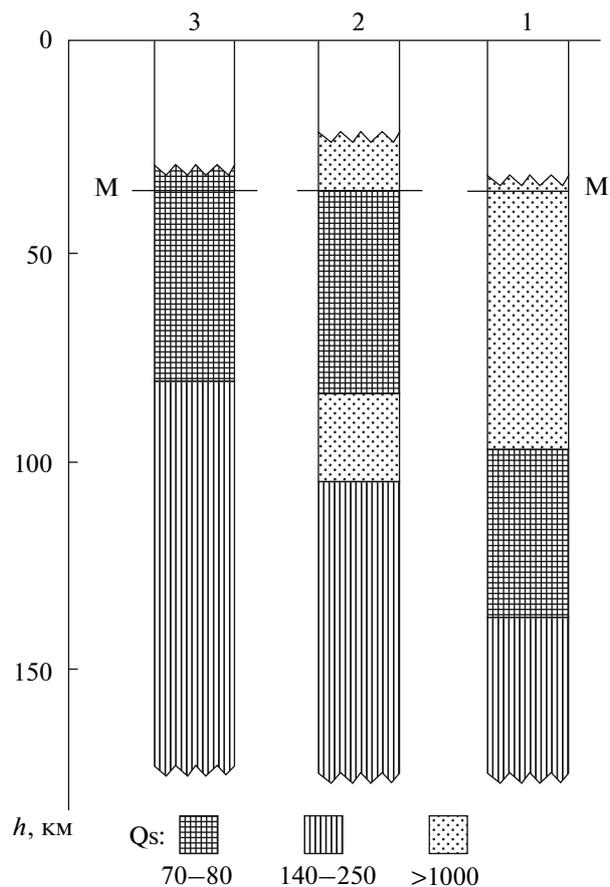
Рис. 12. Зависимость от расстояния средних величин  $S_n/P_n$  для землетрясений в районе НИЯП (1) и вблизи полигона (2). Ст. TUC.



**Рис. 13.** Общие огибающие  $S$ -коды для землетрясений в районе НИЯП: 1 – эпицентры на пл. 1; 2, 3 – расстояния соответственно  $\sim 5$ –10 и  $\sim 50$ –55 км от южной границы пл. 1. Пунктир – огибающая для самой южной области (ст. *TPNV*).

воздействием на геологическую среду в результате не имеющих аналогов серии ПЯВ на полигоне. Вибрация приводит к увеличению проницаемости горных пород даже в модельных экспериментах [Барабанов и др., 1987]. Тем более этого можно ожидать на достаточно больших глубинах в земной коре и верхах мантии, где архимедова сила стремится выдавить флюиды к поверхности [Gold, Soter, 1984/1985].

Оценим предварительно величины сноса лучей в нижней коре для лучей, по которым распространяются волны, формирующие группы  $S_n$  и  $Lg$ . Рассмотрим в первом приближении двухслойную модель среды с корой толщиной 35 км и средними скоростями  $S$ -волн в коре и верхах мантии соответственно 3.5 и 4.6 км/с. В этом случае критический угол падения  $i_{np}$  на границу М, который разграничивает трассы лучей, формирующих группы  $S_n$  и  $Lg$ , составляет  $\sim 49.5^\circ$ . Для такого угла



**Рис. 14.** Разрезы поля поглощения  $S$ -волн в районе НИЯП. Цифры соответствуют огибающим на рис. 13. Штриховка соответствует разным диапазонам вариаций параметра  $Q_s$ .

снос лучей в нижней коре, на глубинах 20–35 км составляет  $\sim 23$ –41 км. При меньшем сносе волны уходят в верхи мантии (формируется волна  $S_n$ ), при большем – захватываются коровым волноводом (образуется группа  $Lg$ ) [Копничев, 1985; Копничев, Аракелян, 1988].

Из рис. 4–рис. 6 следует, что наибольшие вариации параметра  $S_n/P_n$  соответствуют площадке 1, где было проведено 2/3 самых сильных взрывов (мощностью более 100 кт). Трассы от площадки 1 на ст. *ANMO* проходят через площадку 2, поэтому вариации данного параметра могут быть связаны с изменением структуры поля поглощения в областях обеих площадок. Резкий рост параметра  $S_n/P_n$  и более слабый для ПЯВ соответственно на площадках 1 и 2 в 1979–1982 гг. коррелируется с падением величин  $Lg/Pg$  для взрывов на площадке 1. Этот эффект можно объяснить подъемом флюидов из верхов мантии в нижнюю кору в областях обеих площадок, а также к востоку-юго-востоку от площадки 2. Такая интерпретация согласуется с очень слабым поглощением  $S$ -волн на глубинах 35–100 км в области площадки 1, выяв-

ленным по записям местных событий. Кроме того, об этом же свидетельствует и резкий рост параметра  $S_n/P_n$  по записям землетрясений в районе НИЯП для профиля, проходящего через полигон (ст. *TUC*, рис. 12). Характерно, что наиболее существенное изменение параметра  $S_n/P_n$  наблюдалось начиная с 1978 г., всего лишь через год после эпизода самого мощного энерговыделения на полигоне, пришедшегося на 1975–1976 гг.

Постепенное падение величины параметра  $S_n/P_n$  для ПЯВ на площадках 1 и 2 после 1982 г., скорее всего, связано с новым эпизодом подъема флюидов в верхи мантии. Кроме того, рост средней величины  $L_g/P_g$  для ПЯВ на площадке 2 в 1979–1992 гг. может говорить о дополнительной миграции флюидов к этой площадке по нижней коре из области хр. Халфпинт, где волны, формирующие группу  $L_g$ , начинают проникать в нижнюю кору.

Для ПЯВ на площадке 3, где было проведено меньше всего наиболее мощных взрывов, величина параметра  $S_n/P_n$  за 17 лет практически не изменилась, а величина параметра  $L_g/P_g$  заметно упала только в 1987–1992 гг. Это может свидетельствовать о том, что флюиды не поднимались в нижнюю кору в области к востоку-юго-востоку от данной площадки, а миграция их по нижней коре в эту область началась сравнительно поздно — в конце 1980-х годов.

Анализ рис. 10 и 11 показывает, что средние величины  $S_n/P_n$  и  $L_g/P_g$  для землетрясений за 1992–2011 гг. и ПЯВ за 1992 г. (по данным ст. *TUC*) различаются гораздо меньше, чем для таких событий соответственно за 1976 и 1975–1978 гг. (по данным ст. *АНМО*). По нашему мнению, это может быть связано с продолжением подъема флюидов в верхи мантии и земную кору после прекращения длительной серии ПЯВ. Ранее аналогичный эффект был установлен для района полигона Лобнор [Копничев, Соколова, 2012б].

Можно провести сопоставление общих характеристик поля поглощения в районах трех ядерных полигонов. Ранее было показано, что в районе СИЯП, расположенном на тектонически стабильной Казахской платформе, сильное поглощение  $S$ -волн в начале 2000-х годов наблюдалось в земной коре и верхах мантии под площадкой Балапан, где проходят два крупных региональных разлома и где проводились наиболее сильные ПЯВ (мощностью до 165 кт [Копничев, Соколова, 2001]). ЛИЯП находится в сейсмически активном районе Восточного Тянь-Шаня, где известны землетрясения с  $M > 7.0$  [Копничев, Соколова, 2012а]. Согласно нашим данным, за время ядерных испытаний с 1969 по 1996 гг. (всего было проведено 22 ПЯВ с максимальной мощностью 600–700 кт) здесь поглощение существенно выросло в верхах мантии, при этом осталось сравнительно слабым в коре [Копничев, Соколова, 2008; 2012б]. Наибо-

лее естественное объяснение этих эффектов связано с различием проницаемости горных пород и общего энерговыделения в сериях ядерных испытаний в районах трех полигонов. В районе НИЯП, которому соответствует наиболее высокая проницаемость литосферы и самое большое энерговыделение, в конце 1970-х и начале 1980-х годов в значительной степени были осушены верхи мантии и в целом увеличилось содержание флюидов в земной коре. В районе СИЯП, где проницаемость литосферы наименьшая, но было проведено почти 350 ПЯВ, процессы миграции флюидов были достаточно интенсивными только в районе площадки Балапан, где они сконцентрировались в диапазоне глубин ~10–120 км [Копничев, Соколова, 2001]. В районе ЛИЯП, где проницаемость литосферы промежуточная, но общее энерговыделение было наименьшим, флюиды, по-видимому, сконцентрировались в верхах мантии и пока не поступили в значительных количествах в земную кору.

Полученные данные еще раз свидетельствуют о том, что длительное интенсивное техногенное воздействие вызывает нарушение равновесного состояния литосферы до достаточно больших глубин. Аналогичные эффекты подъема флюидов из верхней мантии наблюдаются после сильных тектонических землетрясений [Husen, Kissling, 2001; Копничев, Соколова, 2003; Копничев и др., 2009]. В обоих случаях эти процессы в конечном счете приводят к уменьшению потенциальной энергии Земли.

Авторы выражают признательность IRIS DMC за предоставление данных цифровых станций.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Спивак А.А.* Подземные взрывы. М.: Наука. 2007. 579 с.
- Адушкин В.В., Спивак А.А.* Изменения уровня подземных вод в результате проведения подземных ядерных взрывов // Бюлл. ЦОИАЭ. 1993. № 9. С. 38–43.
- Бакиров А.Б. (ред.)*. Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью. Бишкек: Илим. 2006. С. 115.
- Барабанов В.Л., Гриневский А.О., Киссин И.Г., Николаев А.В.* О некоторых эффектах вибрационного сейсмического воздействия на водонасыщенную среду. Сопоставление их с эффектами удаленных сильных землетрясений // Докл. РАН. 1987. Т. 297. № 1. С. 53–56.
- Бердичевский М.Н., Борисова В.П., Голубцова Н.С. и др.* Опыт интерпретации МТ-зондирований в горах Малого Кавказа // Физика Земли. 1996. № 4. С. 99–117.
- Ваньян Л.Л., Хайндман Р.Д.* О природе электропроводности консолидированной коры // Физика Земли. 1996. № 4. С. 5–11.
- Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра. 1977. 247 с.

- Копничев Ю.Ф.* Короткопериодные сейсмические волновые поля. М.: Наука. 1985. 176 с.
- Копничев Ю.Ф., Аракелян А.Р.* О природе короткопериодных сейсмических полей на расстояниях до 3000 км // Вулканология и сейсмология. 1988. № 4. С. 77–92.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Пространственно-временные вариации структуры поля поглощения поперечных волн в районе Семипалатинского полигона // Физика Земли. 2001. № 11. С. 73–86.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Пространственно-временные вариации поля поглощения  $S$ -волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня // Физика Земли. 2003. № 7. С. 25–34.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Неоднородности поля поглощения короткопериодных  $S$ -волн в земной коре и верхах мантии в районе полигона Лобнор // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 2. С. 239–242.
- Копничев Ю.Ф., Гордиенко Д.Д., Соколова И.Н.* Пространственно-временные вариации поля поглощения поперечных волн в верхней мантии сейсмически активных и слабосейсмичных районов // Вулканология и сейсмология. 2009. № 1. С. 49–64.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* О геодинамических процессах в районах трех ядерных полигонов // Вестник НЯЦ РК. 2009. Вып. 3. С. 48–54.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Неоднородности поля поглощения короткопериодных  $S$ -волн в литосфере Тянь-Шаня и Джунгарии и их связь с сейсмичностью // Докл. РАН. 2010. Т. 433. № 6. С. 808–812.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Неоднородности поля поглощения короткопериодных поперечных волн в литосфере Центральной Азии и их связь с сейсмичностью // Докл. РАН. 2011. Т. 437. № 1. С. 97–101.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Неоднородности поля поглощения короткопериодных поперечных волн в литосфере Восточного Тянь-Шаня и их связь с сейсмичностью // Докл. РАН. 2012а. Т. 442. № 6. С. 821–824.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Временные вариации поля поглощения  $S$ -волн в районах ядерных полигонов Лобнор и Новая Земля // Вестник НЯЦ РК. 2012б. Вып. 2.
- Михайлов В.Н. (ред.).* Испытания ядерного оружия и ядерные взрывы в мирных целях СССР, 1949–1990. РФЯЦ-ВНИИЭФ. Саров. 1996. 68 с.
- Aptikaeva O.I., Kopnichev Yu.F.* Space-time variations of the coda wave envelopes of local earthquakes in the region of Central Asia // J. Earthq. Predict. Res. 1993. V. 2. № 4. P. 497–514.
- Bielinski R., Park S., Rybin A. et al.* Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. № 15. doi: 10.1029/2003GL017455.
- Fisk M.* Accurate locations of nuclear explosions at the Lop Nor test site using alignment of seismograms and ICONOS satellite imagery // Bull. Seismol. Soc. Amer. 2002. V. 92. № 8. P. 2911–2925.
- Gold T., Soter S.* Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquakes // Pure Appl. Geophys. 1984/1985. V. 122. P. 492–530.
- Husen S., Kissling E.* Postseismic fluid flow after the large subduction earthquake of Antofagasta, Chile // Geology. 2001. V. 29. № 9. P. 847–850.
- Kumar P., Kind R., Yuan X., Mechie J.* USArray receiver function images of the lithosphere-asthenosphere boundary // Seismol. Res. Lett. 2012. V. 83. № 3. P. 486–491.
- Molnar P., Oliver J.* Lateral variation of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere // J. Geophys. Res. 1969. V. 74. P. 2648–2682.
- Sinnock S.* Geology of the Nevada test site and nearby areas, southern Nevada. Sandia Report. SAND82-2207. 1982. 59 p.
- United States Nuclear Tests: July 1945 through September 1992 // Department of Energy, Nevada Operations Office, Dec. 2000. U.S. DOE (Las Vegas, NV).