

ТЕЛЕСЕЙСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ НА ПОЛИГОНЕ В НЕВАДЕ ИЗ БОРОВОГО (КАЗАХСТАН)

Виталий В. Адушкин и Вадим А. Ан

Изложены результаты тридцатилетних телесеизмических наблюдений американских подземных ядерных взрывов на прокалиброванной сейсмической станции Боровое в Казахстане (СНГ). Район Борового - это исключительно "неиспорченное место" для контроля за испытаниями. В результате оказалось возможным проверять подземные ядерные взрывы на полигоне в Неваде (США) по телесеизмическим данным, начиная даже с нижнего порога мощности 2-5 кт. Кроме того, если получать достаточную информацию от других сейсмических станций для идентификации геологической среды в месте взрыва, можно использовать измерения в Боровом для оценок мощности американских взрывов с неопределенностью около 20 % - это удивительная точность.

Авторы работают в Институте динамики геосфер РАН (117334 Москва, Ленинский проспект, 38, корпус 6).

ВВЕДЕНИЕ

Мониторинг подземных ядерных взрывов обычно осуществляется по данным сети сейсмических станций, откуда следует, что возможности каждой отдельной станции в системе представляют исключительную важность. В этой статье изучаются возможности сейсмической станции Боровое мониторировать подземные ядерные взрывы на полигоне в Неваде (NTS). Основные данные приводятся по результатам наблюдений за взрывами на трех площадках NTS: Pahuta Mesa, Rainier Mesa и Yucca Flat. Подавляющее большинство американских подземных ядерных взрывов было произведено на этих площадках. В статье исследуются также результаты регистрации взрывов на других площадках NTS и на других американских полигонах за пределами NTS.

Сейсмическая станция Боровое находится вблизи Кокчетавы в Северном Казахстане и имеет географические координаты: широта - $53^{\circ}03'29''$ с.ш., долгота - $70^{\circ}16'58''$ в.д.¹. Она расположена в штольне глубиной 15 м, вырытой в массе старого трещиноватого гранита, местами выходящего на поверхность. Плотные, слаботрещиноватые граниты, начиная с глубины 5 - 10 м, сейсмологически характеризуются скоростью Р-волн $C_p = 5,7 - 6,2$ км/с. Р-волны - это самые быстрые волны сейсмической энергии, проходящие через тело Земли, а не по ее поверхности. Это волны сжатия, попеременно сжимающие и расширяющие вещество, через которое они проходят. Граница Мохо между земной корой и лежащим под ним слоем мантии в районе Борового про-

слеживается на глубине 52 - 55 км с граничной скоростью Р-волн $C_p = 8,25 - 8,40$ км/с. На этой границе сейсмическая скорость резко возрастает. На рис.1 показаны различные сейсмические волны, проникающие сквозь Землю.

В конце 50-х годов в процессе сейсмических исследований вокруг семипалатинского советского испытательного полигона было найдено, что район Борового обладает повышенной эффективностью регистрации сейсмической Р-волны от подземных ядерных взрывов на NTS. В дальнейшем наблюдениями на выносных пунктах на расстоянии до 100 км вокруг станции Боровое было установлено, что это свойственно всему Кокчетавскому геологическому району. Стало ясным, что эта сейсмостанция оказалась одной из самых чувствительных станций СССР для мониторинга NTS, несмотря на тот факт, что расстояние от Борового до Невады составляет 10 000 км.

Постоянные сейсмические наблюдения за NTS начались на станции Боровое с 1960 года, а с 1965 г. ведется непрерывная регистрация цифровой сейсмической аппаратурой, впервые разработанной в Институте физики Земли АН СССР². В дальнейшем большинство новых разработок сейсмической аппаратуры в СССР, включая различные цифровые станции, испытывалось на сейсмостанции Боровое.

С 15 сентября 1961 г. по 16 апреля 1991 г. в США было произведено 652 подземных ядерных взрыва³⁻⁷, 414 из которых зарегистрированы в Боровом. Распределение испытаний по годам и мощностям показано на рис. 2. Часть взрывов не была заре-

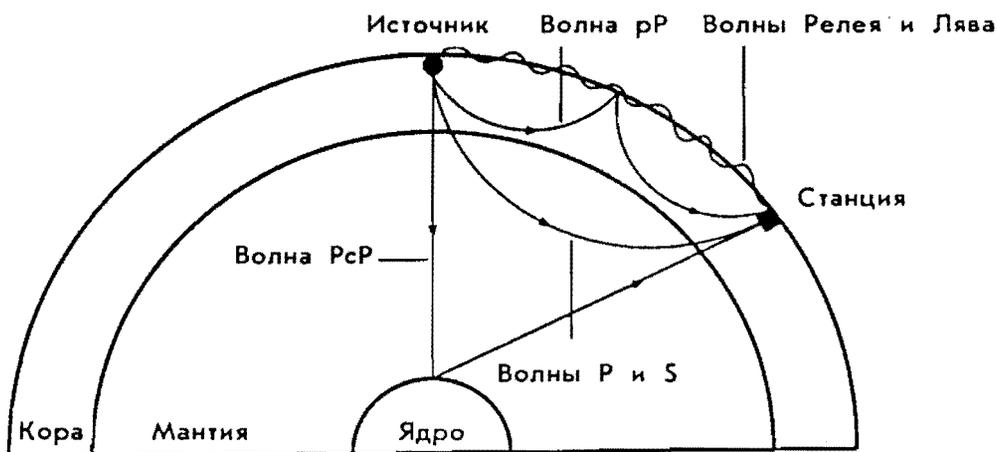


Рисунок 1

Различные типы сейсмических волн, возбуждаемые или при землетрясениях, или при взрывах.

гистрирована из-за их малой мощности - соответствующие сейсмические сигналы оказались слишком слабыми для регистрации в Боровом, а остальные - из-за перерывов в регистрации по техническим причинам.

Сейсмическая станция Боровое оснащена короткопериодичной и длиннопериодичной аппаратурой в диапазонах частот 0,5 - 5,0 Гц и 0,04 - 0,1 Гц с максимальными чувствительностями 10^5 и 10^3 единиц кода на мкм, соответственно. Пределы регистрируемых амплитуд смещения составляют в короткопериодичном диапазоне $10^2 - 2 \cdot 10^4$ нм, а в длиннопериодичном - $1 - 2 \cdot 10^6$ нм.

МОРФОЛОГИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН И МИКРОСЕЙСМЫ

Сейсмостанция Боровое расположена в почти асейсмичном районе с низким уровнем микросейсм естественного и промышленного происхождения. Ближайшие землетрясения наблюдаются на расстоянии 900 - 1000 км от Борового. Эта природная сейсмичная тишина особенно важна для мониторинга, который включает в себя постоянные усилия, чтобы обнаружить желаемый сейсмичный сигнал, отличный от "фоновых шума".

Конкретно, уровень микросейсм в Боровом оценивается амплитудами 1 - 10 нм в регистрируемом короткопериодичном диапазоне с периодами 2 - 3 с. В длиннопериодичном диапазоне с периодами 6 - 8 с уровень составляет 100 - 200 нм. На рис. 3 по-

казана спектральная плотность микросейсм.

От подземных ядерных взрывов на NTS сейсмостанция Боровое регистрирует сначала самые быстрые сейсмические волны - группы Р-волн с временем пробега 13 минут. Затем через 3,5 минуты она регистрирует рР-волну, т.е. Р-волну, однажды отраженную от земной поверхности. Еще через 7 минут приходит S-волна - это волна сдвига, которая движется сквозь Землю гораздо медленнее. Наконец, подходят поверхностные волны - они начинают появляться через 27 минут. Волна S наблюдается только после очень мощных взрывов с m_b (это символ магнитуды сейсмических волн) $> 6,3 - 6,4$; следовательно, если $m < 6,3$, то S-волну нельзя наблюдать. Это происходит потому, что при взрывах в волны сдвига преобразуется мало энергии, а образовавшиеся S-волны эффективно проходят небольшие расстояния, то-есть они оказываются слишком ослабленными к моменту прихода в Боровое, чтобы их можно было отличить от фоновой сейсмичности.

Волна Р регистрируется в Боровом в виде короткого цуга колебаний импульсной формы с максимальными амплитудами (A_{max}) в вертикальном канале и затуханием их до уровня $0,3 \cdot A_{max}$ в пределах 15 - 20 с. Характерная форма записи группы волн Р показана на рис. 4. При уменьшении мощности взрыва амплитуда экстремума 1 ("1" на рис. 4) уменьшается до нуля. На втором периоде колебаний ("4" на рис. 4) наблюдается вступление, которое интерпретируется как волна PcP (Р-волна, отраженная от ядра

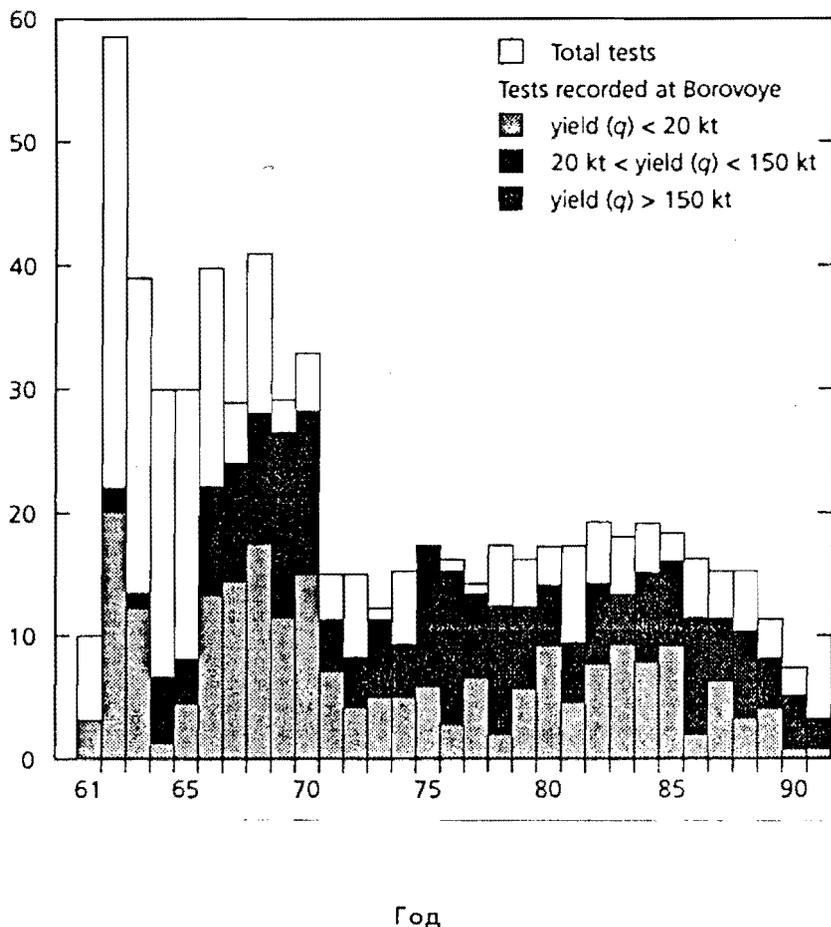


Рисунок 2

Подземные ядерные испытания в США по годам, с 15 сентября 1961 г. по 16 апреля 1991 г. Заштрихованные клетки - испытания, зарегистрированные в Боровом.

Земли) или рР-волна.

Если это действительно РсР-волна, как полагают некоторые исследователи⁸, то возможно существование на границе мантия-ядро тонкого слоя пониженной скорости. Однако это еще не доказано, поскольку вступление такой волны пока не удается выделить в чистом виде.

В любом случае группа волн Р четко регистрируется, начиная с нижнего порога $m_b = 4,0 - 4,1$. Период колебаний Т, соответствующий максимальной амплитуде в группе Р-волны, находится в пределах $T = 0,7 - 1,4$ с. Он незначительно зависит от величины m_b , увеличиваясь в интервале $m_b = 4,0 - 6,4$ на 0,09 с на единицу магнитуды. Волна рР становится видимой при взрывах с магнитудой $m_b > 4,5 - 4,7$.

Как правило, волна Рэлея (тип волн, бегущих по земной поверхности) наблюдается в Боровом весьма ослабленной и только лишь после наиболее мощных взрывов (см. рис. 5). Такая волна регистрируется, начиная с $m_b = 5,3 - 5,5$, в виде двух групп волн с периодами 19 - 21 с и 16 - 17 с, следующих одна за другой примерно через 2 минуты. При взрывах мощностью более 600 - 700 кт ($m_b > 6,0 - 6,1$) число наблюдаемых групп волн Рэлея увеличивается до 7 - 9. Первая группа прослеживается с периодом 30 - 32 с за 8 - 9 минут до вступления группы с периодом 20 с. Наибольшая величина отношения амплитуды волны Рэлея к ее периоду, как правило, наблюдается в группе с периодом 16 - 17 с. Волна Лява по существу наблюдается в Боровом только при са-

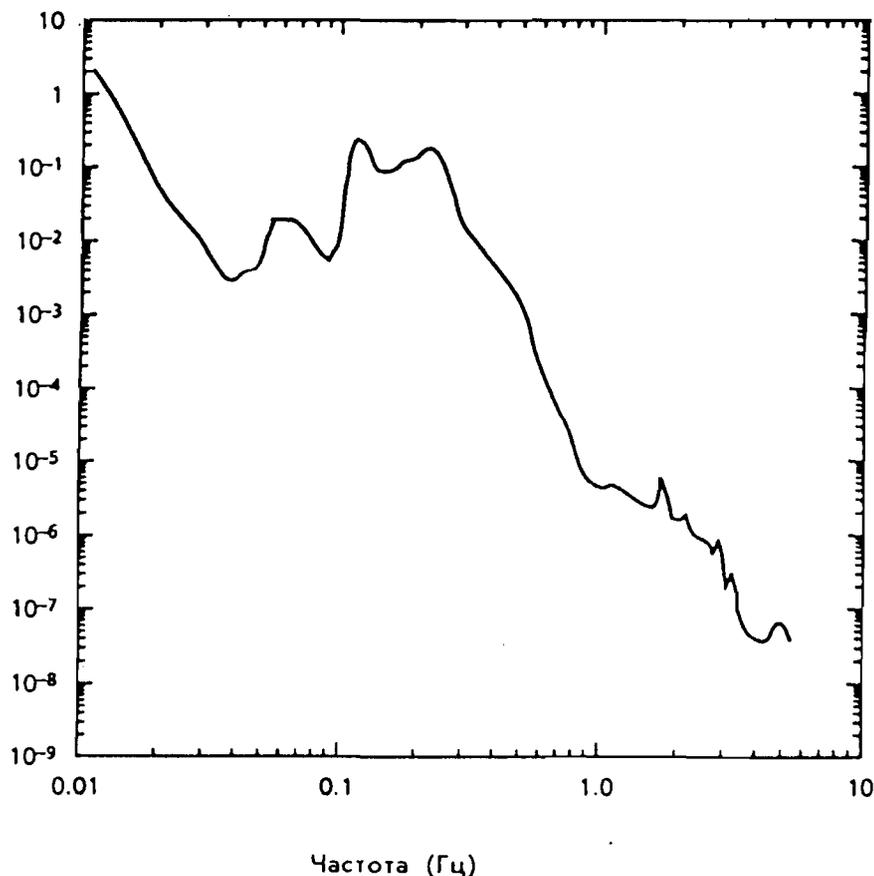


Рисунок 3

Микросейсмный фон на сейсмостанции Боровое.

мых мощных взрывах на NTS.

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ВЗРЫВОВ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Взрывы и землетрясения отличаются один от другого по совокупности нескольких критериев, которые имеют различную эффективность. Землетрясение часто можно отличить от взрыва по полярности, или направленности, первой волны сжатия, принятой на сейсмостанции. Если первое "движение" волны нарастающее, то его могли создать как землетрясение, так и взрыв, но начальное спадающее движение точно указывает на землетрясение как источник волны. Однако трудно определить полярность первой полуволны сжатия при мощности взрыва менее 10-20 кт. Другое ус-

ложение состоит в том, что NTS не расположен в асейсмичном районе.

Более надежным критерием идентификации является соотношение магнитуд, определяемых по объемной и поверхностной волнам. По критерию $m_b : M_S$ при нулевом пропуске взрывов по данным станции Боровое идентифицируется 80-90% землетрясений. Однако использование этого критерия ограничено нижним порогом $M_S = 4,0 - 4,3$, что соответствует мощности взрыва порядка 80 - 100 кт. Применение частотной и фазосогласованной (по известной дисперсии волны Рэлея) фильтраций может снизить амплитудный порог обнаружения на 6 - 12 дБ. Фактически фильтрация данных может расширить порог обнаружения даже до более низких значений. Исследования в этой области продолжаются.

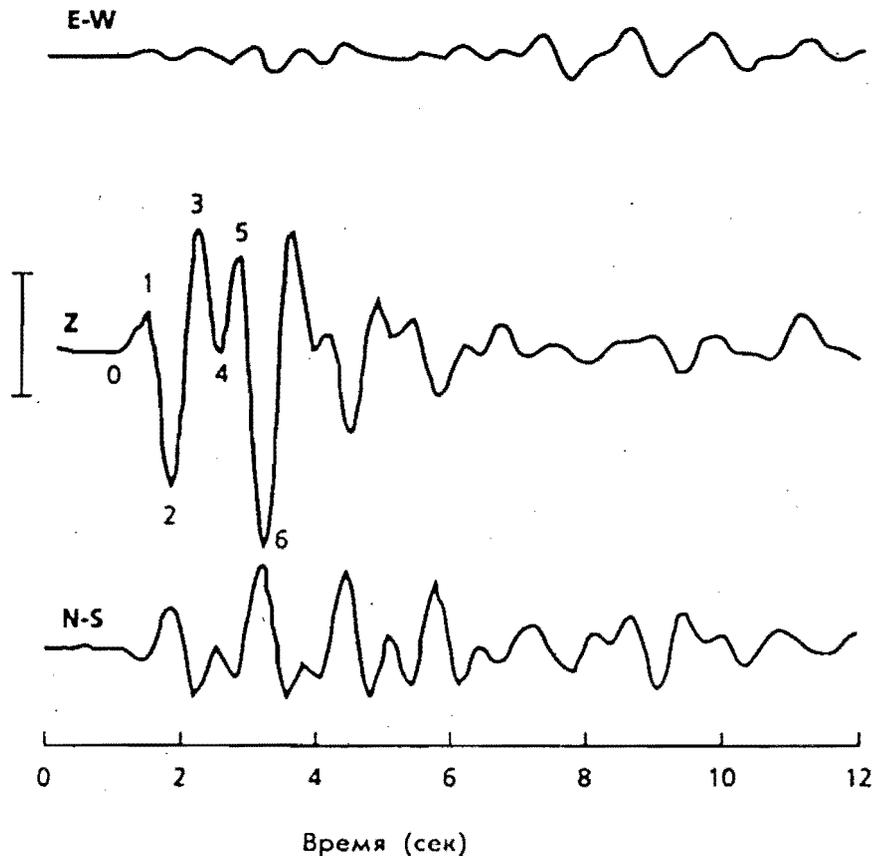


Рисунок 4

Сейсмограмма группы Р-волн от подземного ядерного взрыва Rousanne на NTS: 12 ноября 1981 г., $t = 15^{\text{h}}00^{\text{m}}00^{\text{s}}.1$; Yucca Flat, $m_b = 5,4$.

Был разработан критерий идентификации для отличия подземных ядерных взрывов от землетрясений, основанный на спектрально-временном анализе коды короткопериодной Р-волны. Он использовался также для идентификации Р-волн от взрывов и землетрясений по их частоте и форме записи. Этот анализ представляет из себя линейную фильтрацию входного сигнала частотными и узкополосными фильтрами. Сейсмограмма взрыва на NTS мощностью 10 кт, записанная на станции Боровое, и диаграмма спектрально-временного анализа этого взрыва приведены на рис. 6. Эта диаграмма состоит из восьми последовательных пятисекундных интервалов в каждом из пяти фильтров. Изменение спектрально-частотной структуры со временем на сейсмограм-

ме взрыва существенно отличается от тако-го же спектра на сейсмограмме землетрясения аналогичной интенсивности. Использование различных спектров позволило провести четкую дискриминацию между 38 взрывами, проведенными на NTS, и 19 землетрясениями в разных регионах Земли. Необходимо провести исследование эффективности этого метода для идентификации землетрясений из районов, непосредственно прилегающих к NTS.

ОЦЕНКА МОЩНОСТИ ВЗРЫВА

Начальные оценки мощности взрывов производились по амплитуде Р-волн. Отмечалось¹, что стационарная невязка магнитуды $\delta m_b^{\text{BRV}} - m_b = 0,70 - 0,18$ (BRV отно-

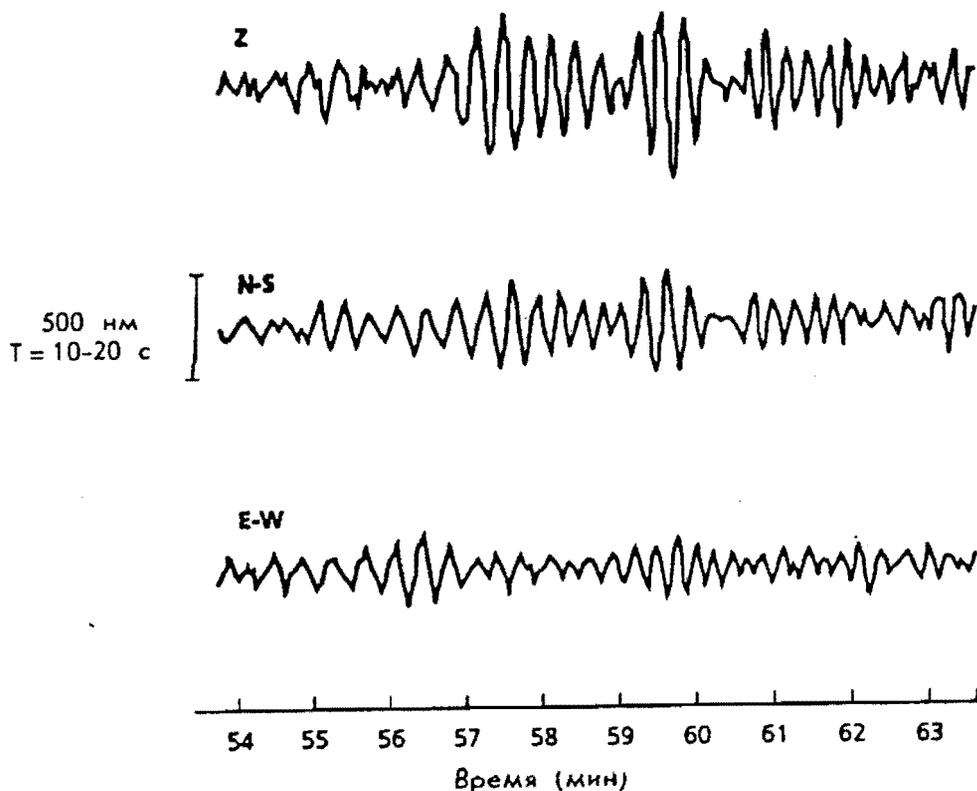


Рисунок 5

Сейсмограмма поверхностной волны Рэлея на сейсмостанции Боровое от подземного ядерного взрыва Alamo: 7 июля 1988 г., $t = 15^{\text{h}}05^{\text{m}}00^{\text{s}}.072$, Pahute Mesa, $M_S = 4,3$, $m_b = 5,7$ (шкала времени в минутах после взрыва).

сится к Боровому) и практически не зависит от площадки NTS, вмещающих пород (туф или аллювий) и самой величины m_b . Следовательно, результаты наблюдений в Боровом постоянно на 0,70 единицы магнитуды выше стандартных значений, публикуемых международным сейсмическим центром (ISC) и представляющих собой глобально усредненные значения. Однако максимальные отклонения δm_b^{BRV} от среднего значения достигают $\pm 0,5$ единиц магнитуды, что нельзя объяснить погрешностью измерений на станции Боровое. Наиболее вероятно, что такие большие отклонения δm_b^{BRV} связаны с количеством и конкретным набором сейсмостанций, по которым в каждом отдельном случае определяется среднее

значение магнитуды m_b . Возможны и другие причины.

Зависимости m_b^{BRV} от мощности взрывов на NTS^{3,4} представлены на рис. 7. Видно, что взрывы в таких породах как аллювий, туф и риолит на площадках Pahute Mesa, Rainier Mesa и Yucca Flat не различаются практически по значениям m_b^{BRV} . Магнитуды m_b^{BRV} для взрывов на NTS в невадском граните (точки 3, 4 на рис. 7), а также в лавах и базальте на острове Амчитка (тт. 5, 6, 7 на рис. 7) систематически выше на 0,4 - 0,8 единиц магнитуды средних значений, приводимых ISC.

Существенной особенностью графика на рис. 7 является отсутствие линейной зависимости между m_b^{BRV} и $\log q$ в преде-

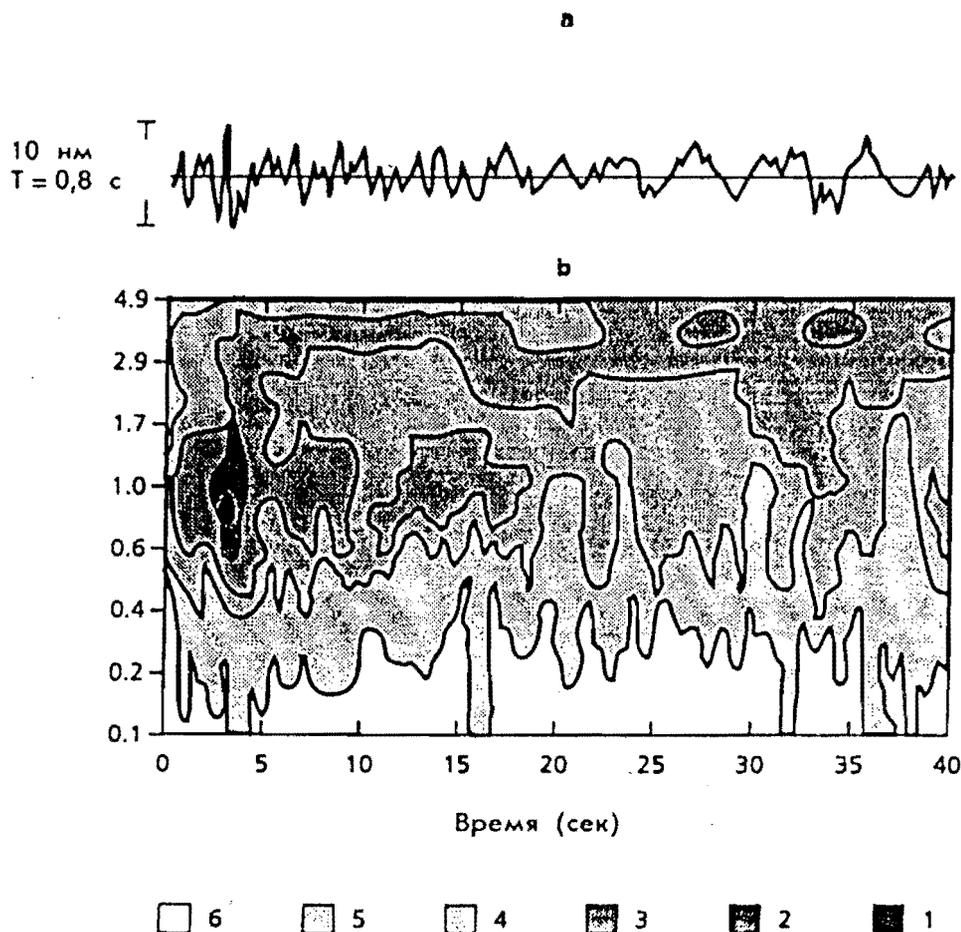


Рисунок 6

Пример спектрально-временного анализа при записи Р-волны на станции Боровое (BRV) от подземного ядерного взрыва Paskard на NTS: 15 января 1969 г., $t = 19^h00^m00^s.070$, $m_b^{BRV} = 5,1$, Yucca Flat.

а) Сейсмограмма в вертикальном канале, б) диаграмма спектрально-временного анализа; контуры различной штриховки на диаграмме соответствуют нормированным амплитудам в частотно-временной плоскости: (1) 1; (2) 0,6; (3) 0,3; (4) 0,1; (5) 0,03; (6) < 0,03.

лах исследуемого диапазона от 1 кт до 10 кт (q - мощность взрыва в кт). По представленным данным с использованием кусочно-линейной аппроксимации были построены следующие зависимости для трех диапазонов мощности взрывов:

$$\begin{aligned}
 m_b^{BRV} &= 0,52 \cdot \log(q) + 4,78 & q < 20 \text{ кт} \\
 m_b^{BRV} &= 1,07 \cdot \log(q) + 4,13 & 20 \text{ кт} < q < 150 \text{ кт} \\
 m_b^{BRV} &= 0,53 \cdot \log(q) + 5,48 & q > 150 \text{ кт}
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

Эти цифры были прокалиброваны по объявленным мощностям американских испытаний.

Такой характер зависимости m_b^{BRV} от q связан, очевидно, с существенным влиянием на сейсмическую эффективность взрыва глубины заложения заряда. Это происходит потому, что взрывы с большей мощностью проводятся на большей глубине. Приведенные соотношения связаны также с изменением по глубине физико-механичес-

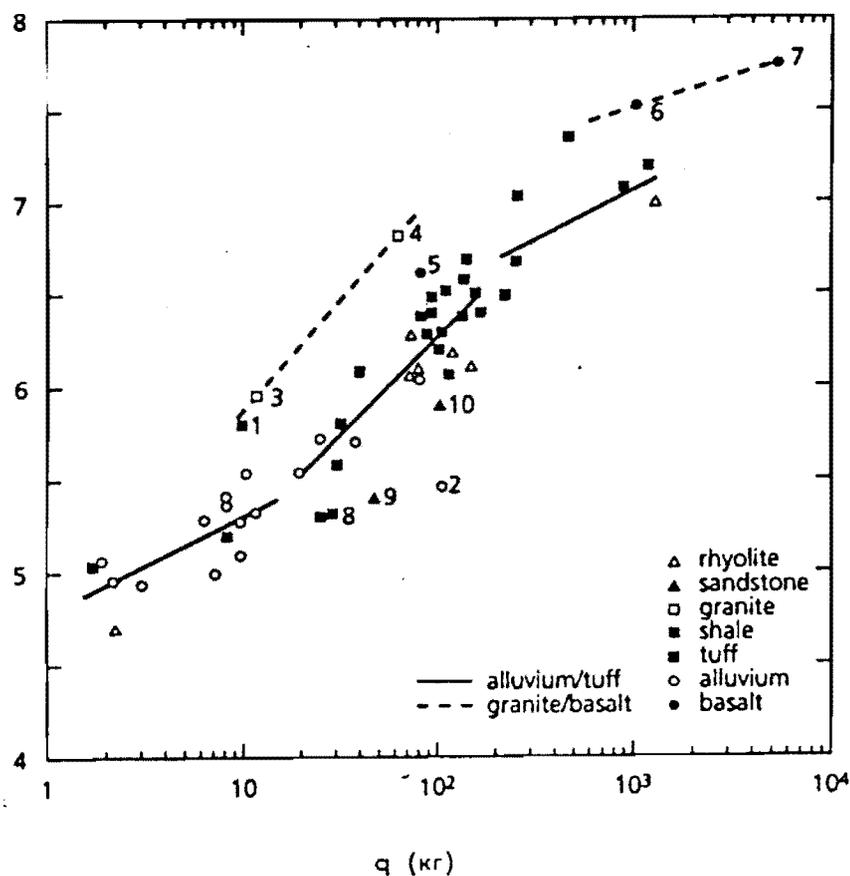


Рисунок 7

Значения m_b^{BRV} как функция объявленной мощности q (кг). Цифрами указаны отдельные взрывы: 1 - Baneberry (NTS), 2 - Sedan (NTS), 3 - Shool (Центральная Невада), 4 - Pile Driver (NTS, Climax Stock), 5, 6, 7 - Amchitka (Алеутские о-ва), 8 - Gas Buggy (Нью Мексико), 9, 10 - Rulison, Rio Blanco (Колорадо).

ких и газообразующих свойств вмещающих пород, от которых зависит работа взрыва над окружающей средой. Очевидно, что по мере увеличения глубины взрыва изменяются не только величина литостатического давления, но и прочность, плотность, пористость, скорости распространения упругих волн и влагосодержание пород. Вся совокупность указанных свойств интегральным образом влияет на перенос энергии взрыва в энергию сейсмических волн. Из соотношения (1) следует, что на NTS по совокупности указанных свойств, влияющих на работу взрыва над окружающей средой и соответственно на сейсмическую эффективность,

выделяются две условные границы. Одна находится на глубине 200 - 250 м, а другая на глубине 450 - 550 м. Ядерные заряды с мощностью в диапазоне 20 - 150 кт обычно подрываются на глубинах 200 - 450 м. Заряды с мощностью более 150 кт подрываются на глубинах 450 - 550 м.

Оценка мощности только по Р-волнам обладает погрешностью примерно в 200 %. Однако оценки мощности американских взрывов могут быть улучшены на порядок величины при использовании дополнительных сейсмических приборов. В частности, существенное повышение точности в оценке мощности можно получить, привлекая ре-

зультаты регистрации сейсмических колебаний в других местах, например, на территории США.

На графике рис. 7 магнитуды некоторых взрывов на NTS значительно отличаются от зависимости (1). Так, заниженное значение m_b^{BRV} взрыва Sedan (т. 2 на рис. 7) можно объяснить тем, что это был взрыв с образованием воронки выброса и значительная часть энергии взрыва была израсходована на перемещение 12 млн. тонн породы и образование воздушной ударной волны. Однако неизвестно, как можно объяснить завышенное значение m_b^{BRV} взрыва Vaneberry (т. 1 на рис. 7). Возможно, что мощность этого взрыва была выше опубликованной, либо ядерный заряд оказался в условиях повышенной обводненности породы.

О последнем, в частности, свидетельствует необычная форма сейсмического сигнала, полученного в Боровом, которая представляет собой плавно затухающие синусоидальные колебания с периодом 0,7 с (рис. 8). Она напоминает запись реакции резонансного контура с высокой добротностью, возбужденного коротким импульсом. Магнитуда, определяемая по поверхностной волне Рэлея на станции Боровое (M_S^{BRV}), имеет разброс относительно M_S до $\pm 0,5$ единиц. Тем не менее, как видно из рис. 9, наблюдается тенденция завышения M_S^{BRV} относительно M_S приблизительно на 0,2 единицы магнитуды. На рис. 10 показана зависимость M_S^{BRV} от мощности взрыва на NTS. Ее можно выразить уравнением:

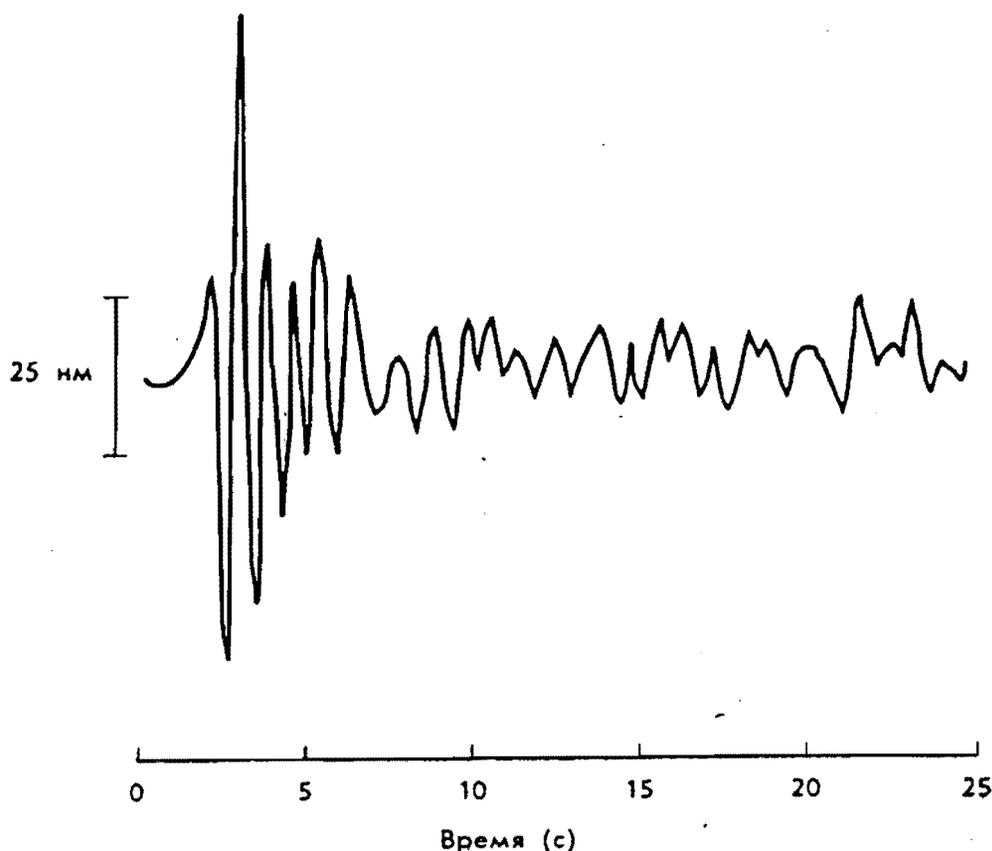


Рисунок 8

Запись Р-волны от американского взрыва Vaneberry 18 декабря 1970 г. с использованием вертикального короткопериодного канала на станции Боровое.

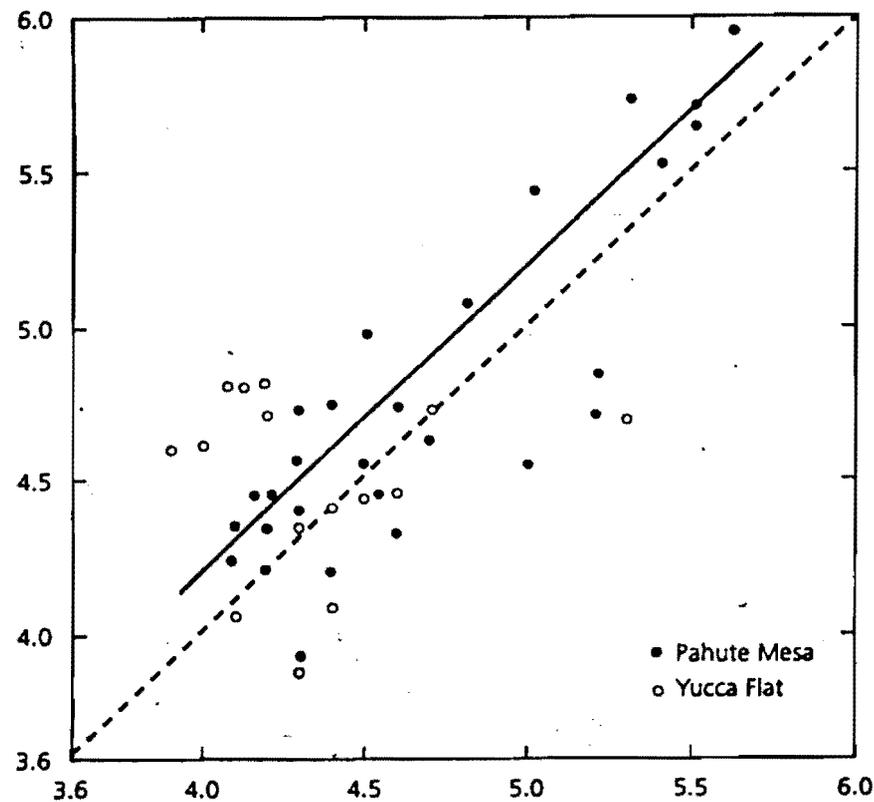


Рисунок 9

M_S^{BRV} как функция M_S (ISC). Магнитуда поверхностной волны в Боровом на 0,2 единицы выше усредненной по всему миру величины.

$$M_S^{BRV} = 1,22 \log(q) + 1,95 \quad (2)$$

Из рис. 7 и 9 видно, что оценка мощности только лишь по данным m_b^{BRV} и M_S^{BRV} содержит в себе значительные погрешности. Поэтому для повышения точности определения мощности взрыва обычно используется форма колебаний в группе Р-волны, которая содержит в себе информацию об условиях в очаге, влияющих на сейсмическую эффективность взрыва. Это обстоятельство было использовано ранее в целом ряде работ⁹⁻¹².

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ

С учетом высказанных выше соображе-

ний разработана методика оценки мощности взрывов, заключающаяся в следующем:

(i) Вместо магнитуды m_b^{BRV} используется величина "номинальной" (условное название) магнитуды m_b . Эта величина определяется на вертикальном короткопериодном канале по амплитуде и периоду второй полуволны колебания после момента вступления ("2" на рис. 4).

"Номинальная" магнитуда m_b используется потому, что, как это принято в российской службе сейсмических наблюдений, магнитуда m_b^{BRV} определяется в интервале времени в 25 с от момента вступления волны Р. Однако в этом интервале времени на эпицентральной дистанции 90 происходит интерференция двух волн: волны Р и после-

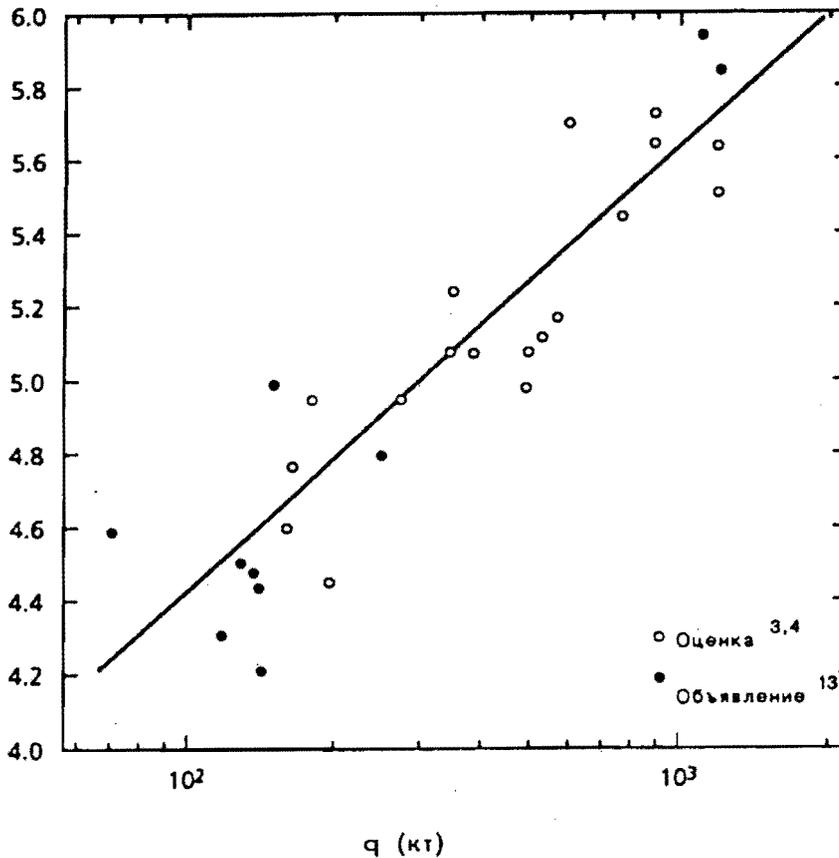


Рисунок 10

Величины M_S^{BRV} в зависимости от мощности взрыва q (кт).

дующей PсP или pP-волны. При этом иногда образуется ("6" на рис. 3) максимальная амплитуда, обусловленная не только мощностью взрыва, но и величиной фазового сдвига между интерферирующими колебаниями. Кроме того заметно изменяется видимый период колебаний с максимальной амплитудой. Возможно, этот процесс интерференции также служит одной из причин разброса m_b^{BRV} относительно m_b . В связи с этим определение m_b производится до момента интерференции.

(ii) Форма записи группы волны P, получаемой на станции Боровое от взрывов на NTS, характеризуется различным затуханием P-коды (рис. 4 и 8). В работе¹⁴ в качестве характеристики затухания P-коды использовалось время, в течение которого

амплитуда уменьшается до $0,3 \cdot A_{max}$. В данной методике в качестве характеристики затухания введен условный коэффициент K , равный отношению интенсивности колебаний на интервалах 0 - 3 с и 3 - 10 с после момента вступления волны P.

(iii) Оценка мощности взрыва производится по соотношению, полученному регрессивным анализом параметров взрыва с объявленной мощностью:

$$\log(q) \text{ (кт)} = 0,747m_b^* - 0,294K - 2,201 \quad (3)$$

Примеры оценки мощности некоторых взрывов с помощью уравнения (3) в диапазоне $m_b^* = 5,0 - 6,4$, что соответствует $q = 20 - 150$ кт, приведены в табл. 1.

Видно, что максимальные отклонения

Дата	Название	Y, кт	m_b^{BRV}	m_b^*	K	q^{BRV}	δq
23/05/67	Scotch	155	6,5	6,25	1,37	176	+14
26/05/67	Knickerbocker	76	6,1	5,79	1,18	91	+20
08/12/68	Schooner	30	5,6	5,24	1,28	33	+10
05/02/70	Labis	25	5,3	5,05	1,03	28	+12
23/03/70	Shaper	-	6,4	6,01	1,61	99	-
26/05/70	Flask	105	6,3	5,98	1,77	84	-20
08/07/71	Minlata	83	6,4	5,97	1,94	74	-11
26/04/73	Starwart	90	6,4	5,92	1,58	86	-4
06/09/79	Hearts	-	6,5	6,37	2,14	128	-
28/01/82	Jamada	-	6,5	6,30	1,71	152	-
05/08/82	Atrisco	-	6,4	6,34	1,68	166	-
01/09/83	Chancellor	-	6,1	5,76	0,89	105	-
17/07/86	Cybar	-	6,2	5,88	1,06	115	-
17/08/88	Kearsarge	-	6,0	5,80	1,08	99	-

Таблица 1

Оценка мощности подземных ядерных взрывов на NTS по параметрам волны P на станции Боровое.

оценок мощности от объявленных значений не превышают 20 %, если можно использовать наблюдения с других станций для получения информации о геологии и гидрологии района вокруг очага взрыва. Таким образом, разработанный метод уменьшает на порядок величины погрешность оценок мощности, получаемых по соотношению (1).

Следует отметить, что многолетними наблюдениями на трассе NTS - Боровое были обнаружены циклические изменения времени пробега и амплитуды волны P с основными циклами в 10 - 11 и 6 - 7 лет^{15,16}. Предполагается, что они обусловлены периодическими изменениями упругих свойств среды по траектории сейсмического луча. При этом, если за период 1967 - 1989 гг. максимальное изменение времени пробега составляло 0,2 с (около 0,02 %), то максимальное изменение амплитуды достигало 100 % (увеличение вдвое). Возможно, что обнаруженное явление вносит свой вклад в разброс данных зависимости магнитуды от мощности взрыва (см. рис. 7).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Высокая эффективность регистрации волны P от взрывов на NTS сейсмической станцией Боровое обусловлена, по-видимому, особенностями геотектонического строения земной коры в этом районе. По всем измерениям район Борового является ис-

ключительно чувствительным. Волны P - это первые сейсмические волны, приходящие на станцию, их легко идентифицировать и они проходят большие расстояния, даже если образуются при небольших взрывах. Наши результаты позволили разработать методы и алгоритмы обнаружения, идентификации и оценки мощности взрывов. Они были реализованы в автоматизированной системе регистрации и обработки сейсмических явлений.

Многолетние наблюдения на станции Боровое показывают, что высокочувствительная, хорошо откалиброванная сейсмостанция позволяет на расстояниях порядка 10 000 км обнаруживать подземные ядерные взрывы и определять их основные параметры, начиная с нижнего порога мощности 2 - 5 кт. С учетом дополнительной геологической информации об очаге взрыва, полученной от наблюдений других сейсмических станций, оказывается возможным также оценивать мощность этих взрывов с погрешностями менее 20 %.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Грегори ван дер Винку за советы и помощь в подготовке статьи.

ПРИЛОЖЕНИЕ

ОБНАРУЖЕНИЕ СИГНАЛА

Регистрируемая на станции Боровое информация по короткопериодным волнам Р - основной источник данных для обнаружения и идентификации взрыва, оценки его мощности и определения его эпицентра - точки на поверхности Земли, расположенной непосредственно над очагом взрыва. Обнаружение сейсмического сигнала производится известным методом, включающим предварительную частотную фильтрацию и определение отношения дисперсий регистрируемых колебаний в малом (около 1 с) и большом (около 20 с) "временных окнах". Затем для уточнения предварительного решения и определения азимута подхода, угла падения и параметров поляризации сейсмической волны производится поляризационный анализ методом Флинна¹⁷. По углу падения и степени поляризации определяется тип волны.

Оценка географических координат эпицентра и времени в очаге выполняется на основе наблюдаемых азимута подхода (α_p) и угла падения (i_p) волны Р. При вычислении координат эпицентра учитываются систематические невязки азимута подхода и угла падения. Истинный азимут от станции Боровое на NTS, вычисленный по географическим координатам станции и эпицентров опубликованных взрывов, колеблется в зависимости от площадки NTS в пределах $\alpha_p = 5,01^\circ - 5,43^\circ$. Наблюдаемое среднее значение азимута подхода волны Р ($\alpha_p = 353,04^\circ \pm 0,19^\circ$) определено по 73 наиболее мощным взрывам. Таким образом, систематическая невязка азимута подхода составляет $\delta\alpha_p = -12,2^\circ$. Наблюдаемое среднее значение угла падения волны Р составляет $i_p = 18,56^\circ \pm 0,13^\circ$. За "истинный" угол падения $i_p = 14,6^\circ$ для $\Delta = 90^\circ$ принято значение по таблицам Бангара¹⁸ (Δ - это эпицентрально расстояние, измеряемое в градусах дуги по земной поверхности; $\Delta = 90^\circ$ - примерное расстояние от Невады до Борового). Таблицы были вычислены Херрином¹⁹ по годографу волны Р. Таким образом, систематическая невязка величины угла падения составляет $\delta i_p = 3,90^\circ$. Необходимо отметить, что на станции Боровое азимут подхода и угол падения определяются по направлению большой оси квазиэллипсов поляризации первого колебания в группе волны Р.

Погрешность измерения азимута подхода и угла падения трехкомпонентной установкой на станции Боровое составляет примерно 1° . Это соответствует максимальным

ошибкам в определении координат эпицентра: азимутальной до 100 - 150 км и радиальной до 300 - 400 км. Погрешность определения эпицентрального расстояния обуславливает максимальную погрешность определения времени в очаге, достигающую 20 с.

На рис.А-1 показан локальный годограф волны Р для основных испытательных площадок NTS по данным сейсмостанции Боровое. Он выражается уравнением

$$t = 4,81\Delta + 348,66 \text{ (с)} \quad (\text{А-1})$$

По годографу (А-1) время пробега волны Р при $\Delta = 90^\circ$ отличается от годографа Джеффриса-Баллина²⁰ на - 1,14 с, от годографа Херрина¹⁹ на + 0,84 с и от годографа Когана²¹ на + 0,54 с. Иными словами, наиболее точным годографом волны Р для поверхностного источника является годограф Когана²¹. Локальный годограф (А-1) приведен к уровню моря с учетом скоростных геологических разрезов площадок NTS²². Высота станции Боровое над уровнем моря ($h = 340$ м) не учитывалась. Расчет локального годографа был произведен по 167 взрывам. Оказалось, что только в семи случаях время пробега вышло за пределы отклонения, равного 0,3 с. Можно предположить, что причиной этого явились не какие-то физические процессы, а просто ошибочная информация об очаговых параметрах. Отметим, что время пробега волны Р от NTS до станции Боровое не зависит от величины магнитуды m_b в диапазоне $m_b = 4,0 - 6,4$.

Описанный выше алгоритм обнаружения и определения основных параметров очага реализован в автоматизированной программной системе "Сейсмостанция", функционирующей в реальном времени на станции Боровое с 1989 г.²³. При обработке в этой системе все источники сигналов рассматриваются как поверхностные. Отметим, что полностью автоматизировать процесс определения типов сейсмических волн в этой системе не удастся. Окончательное решение принимает интерпретатор-сейсмолог.

ПРИМЕЧАНИЯ И ССЫЛКИ
НА ЛИТЕРАТУРУ

1. В.В.Адушкин, В.А.Ан, "Сейсмические наблюдения и контроль за подземными ядерными взрывами на геофизической обсерватории Боровое", Изв. АН СССР, 1990, N12, стр.47 - 59.
2. А.П.Осадчий, С.К.Драган, "Аппаратура 'Код' для многоканальной цифровой регистрирующей сейсмической волн". Сбо-

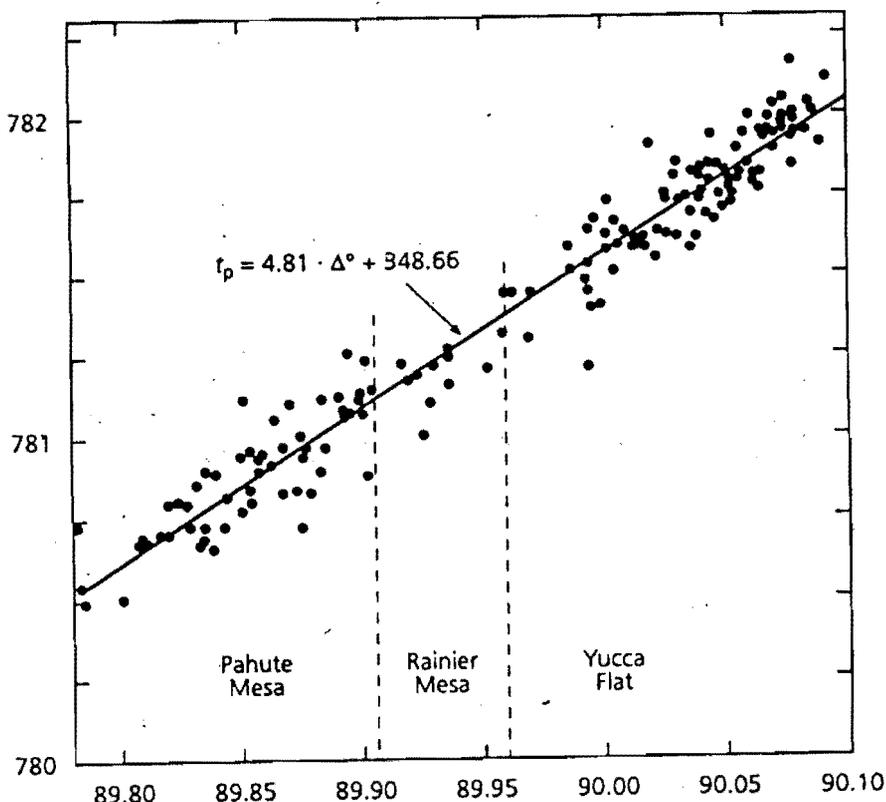


Рисунок А-1

Локальный годограф волны Р для площадок NTS: Pahute Mesa, Rainier Mesa и Yucca Flat - относительно станции Боровое, приведенный к уровню моря.

3. D.L.Springer and R.L.Kinnaman, "Seismic Source Summary for US Underground Nuclear Explosions of 1961 - 1970," Bulletin of the Seismological Society of America, 61 (1971) pp.1073 - 1089.
4. D.L.Springer and R.L.Kinnaman, "Seismic Source Summary for US Underground Nuclear Explosions of 1971 - 1973," Bulletin of the Seismological Society of America, 65 (1975) pp.343 - 349.
5. R.S.Norris, T.B.Cochran, and W.M.Arkin, "Known US Nuclear Tests: July 1945-October 1986," working paper NWD 86-2 (Washington DC: Natural Resources Defense Council, 1986) pp.1 - 61.
6. Regional Catalogue of Earthquakes (Newbury, UK: International Seismology Centre, 1974-1988).
7. Preliminary Determination of Epicentres, US Department of Interior, Geological Survey 1987 - 1991.
8. С.Д.Коган, "Времена пробега продольных волн, отраженных от ядра; радиус ядра и особенности переходной зоны между мантией и ядром", Изв. АН СССР (1980), N12, стр. 3 - 14.
9. P.W.Basham and R.B.Horner, "Seismic Magnitudes of Underground Nuclear Explosions," Bulletin of the Seismological Society of America, 63 (1973) pp. 105 - 131.
10. J.F.Evernden, "Identification of Earthquakes"

- akes and Explosions by Use of Teleseismic Data," *Journal of Geophysical Research*, 74 (15) (1969) pp.3828 - 3856.
11. В.С.Бочаров, М.Н.Георгиевский, В.В.Кириченко и А.Б.Пешков, "Метод оценки мощности подземных ядерных взрывов с учетом их реальной сейсмической эффективности", *Атомная энергия*, т.65 (1988) N2, стр.109 - 114.
 12. О.К.Кедров, "Оценка мощности подземных ядерных взрывов на телесеизмических расстояниях по короткопериодным Р-волнам с учетом динамических особенностях их записи", *ДАН*, т.300, N3 (1988), стр.579 - 582.
 13. O.Dahlman and H.Israelson, *Monitoring Nuclear Explosions* (Elsevier: Amsterdam, 1977).
 14. О.К.Кедров, В.А.Ан, В.А.Лаушкин, Е.И.Люке, В.М.Овчинников и Л.А.Поликарпова, "Методы контроля подземных ядерных взрывов по сейсмическим данным на эпицентральных расстояниях свыше 500 км", *Изв. АН СССР, Физика Земли*, 1990, N12, стр.31 - 46.
 15. В.А.Ан и Е.И.Люкэ, "Циклические изменения параметров сейсмической волны Р на трассе Невада (США) и Боровое (СССР)", *Изв.РАН*, 1992, N4, стр.20 - 311.
 16. Е.И.Люкэ, В.А.Ан и И.П.Пасечник, "Обнаружение фронта глобальной тектонической волны при сейсмическом просвечивании Земли", *ДАН*, т.301, N3, 1988, стр.569 - 573.
 17. E.A.Flinn, "Signal Analysis Using Rectilinearity of Direction of Particle Motion," *Proceedings of the Institute of Electron Engineering* 12 (1965) pp.2085 - 2087.
 18. A.R.Banghar, "New Tables of Angles of Incidence of P waves as a Function of Epicentral Distance," *Earthquake Notes* 41 (2) (1970) pp.45 - 58.
 19. E.Herrin, "1968 Seismological Tables for P Phases", *Bulletin of the Seismological Society of America* 58 (1968) pp.1193 - 1225.
 20. H.Jeffreys and K.E.Bullen, "Seismological Tables", (London: British Association of Advanced Science, Gray-Milne Trust, 1940), p.50.
 21. S.D.Kogan, "New Average Global P and PcP Travel Times," *Physical Earth Planet Int.* 34 (1984) pp.150 - 158.
 22. S.R.Taylor, "Three-Dimensional Crust and Upper Mantle Structure at Nevada Test Site," *Journal of Geophysical Research* 88 (1983) pp.2220 - 2232.
 23. О.К.Кедров and V.M.Ovtchinnikov, "An On-Line Analysis for Three-Component Seismic Data: Method and Preliminary Results," *Bulletin of the Seismology Society* 80 (6) (1990) pp.2053 - 2071.