

УДК 550.344

© 1995 г. РЫКУНОВ Л. Н., ЯРОШЕВСКАЯ Г. А., БУРМИН В. Ю.,
ФУРСОВ А. Н., КНЯЗЕВ В. В.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЮГА ИСЛАНДИИ

Сейсмологические исследования в центральной части юга Исландии в 1990—1991 гг. позволили сделать следующие выводы: локализованные районы микросейсмичности приурочены в основном к вулканам и лавовым полям, гипоцентры местных землетрясений располагаются преимущественно в пределах третьего сейсмического слоя с $V_{II} = 6,0 \dots 6,7$ км/с. По данным от землетрясений уточнена скоростная колонка для п-ва Рейкьянес и его подводного продолжения. Уточнение проведено на основе обращения годографов от землетрясений, гипоцентры которых располагались под хребтом Рейкьянес. Изложена методика построения годографов сейсмических волн от землетрясений.

SEISMOLOGICAL RESEARCH OF ICELAND, by Rykunov L. N., Yaroshevskaya G. A., Bourmin V. Yu., Foursov A. N. and Knyazev V. V. Seismological researches in central part of Iceland in 1990, 1991 have allowed to make following conclusion: located regions of microseismicity connect with basically to volcanoes and lava fields; hypocenters of earthquakes are placed predominary within the limits of the third seismic layer with $V = 6.0-6.7$ km/s. Velocity column for peninsula Reikyanes and its underwater continuation is specified. The refinement was made on the basis of the inversion of travel — times from earthquakes hypocenters which placed under ridge Reikyanes. Technique of construction travel — times of seismic waves from earthquakes is stated.

(Received May 5, 1995)

*Physics Department M. V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119899, Russia
Institute of the Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123810, Russia*

В 1990—1991 гг. в южной части Исландии работала геолого-геофизическая экспедиция РАН, которая помимо геологических работ проводила сейсмологические наблюдения. Основной своей целью сейсмологические наблюдения ставили изучение структуры и динамики земной коры по особенностям сейсмической эмиссии, регистрируемой группой станций, образующих сейсмическую антенну с достаточной для этой цели степенью синхронизации. Этой задачей в основном и определялись методика наблюдений и расположение станций. Второй задачей исследований было определение основных параметров гипоцентров близких землетрясений, в основном микроземлетрясений, в большом количестве регистрируемых в исследуемом регионе. В свете последней задачи за два полевых сезона (всего три месяца) удалось оконтурить зоны очагов микроземлетрясений, определить их глубину, уточнить скоростную колонку, апробировать новый подход к определению параметров гипоцентров близких землетрясений.

Наблюдения проводились на юге Исландии в области развития серых четвертичных базальтов между западной и восточной ветвями неовулканической зоны.

В 1990 г. сейсмологические наблюдения велись поочередно с помощью двух групп из 10 автономных сейсмических станций, разработанных в ИФЗ РАН. Малая группа (Small array) имела размер $0,6 \times 1,0$ км, и местоположение одной из станций сети совпадало с местоположением станции SOL исландской сети SIL (South Iceland Lowland) (рис. 1,а). Наблюдения проводили с целью регистрации сейсмического шума в окрестности сети. Большая группа (Big array) располагалась

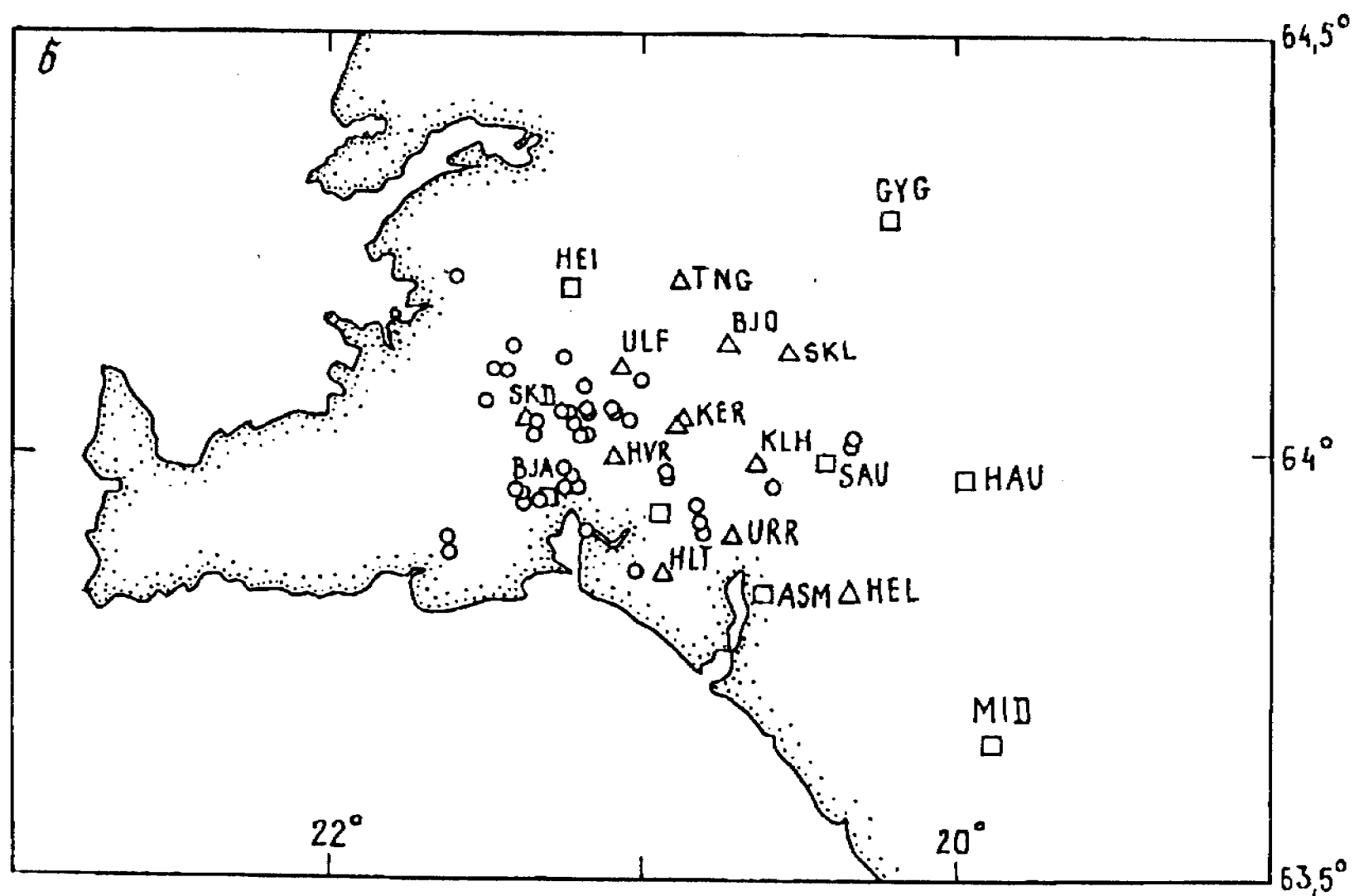
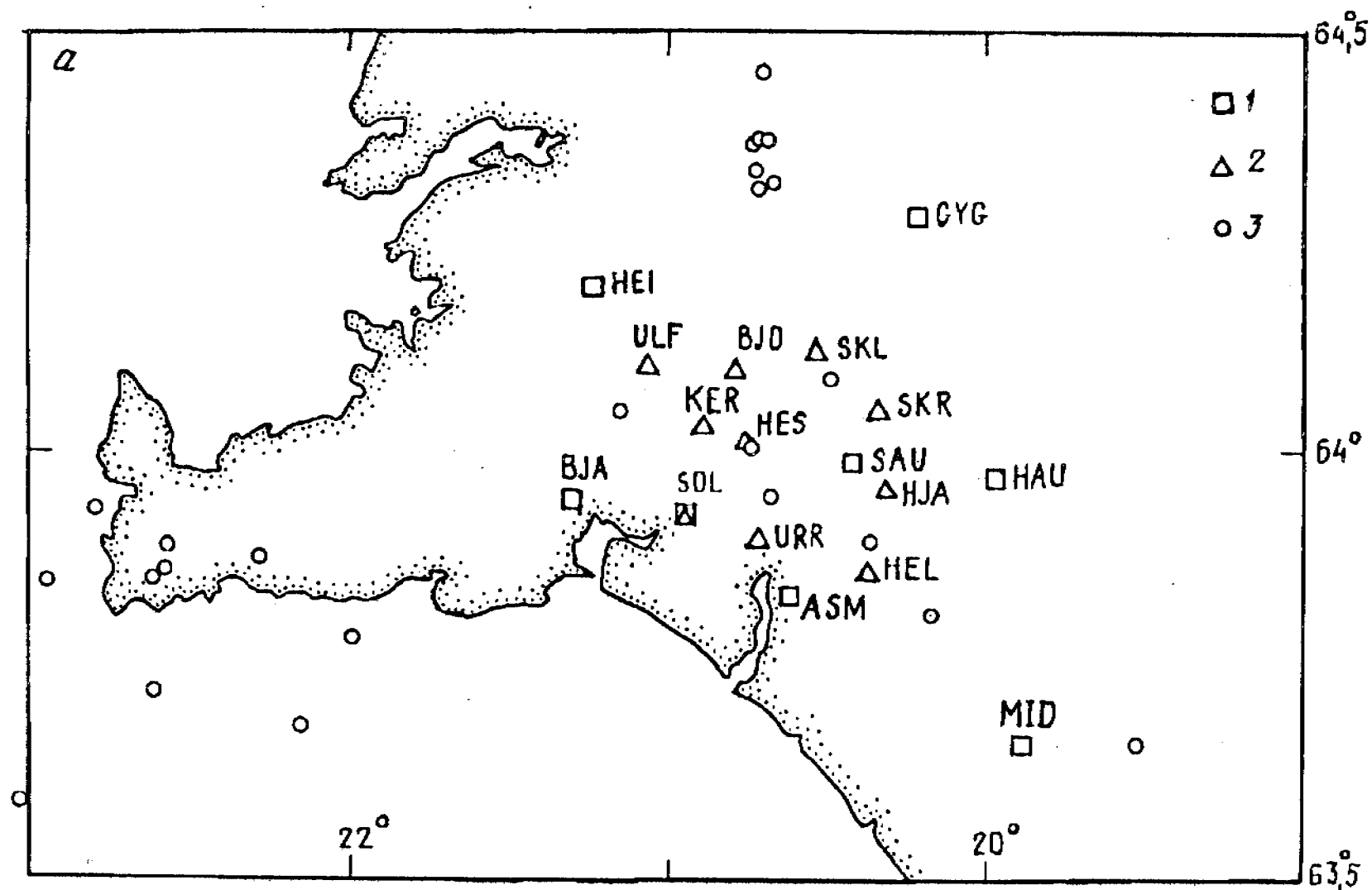


Рис. 1. Сеть сейсмологических станций ИФЗ РАН (1) и исландских станций SIL (2), проводивших наблюдения в юго-западной части Исландии в 1990 (а) и в 1991 г. (б); 3 — эпицентры землетрясений

внутри сети SIL (рис. 1,а). В 1991 г. наблюдения вели в том же районе с несколько иным расположением станций (рис. 1,б).

По совокупности обзорных сейсмограмм всех станций выделены землетрясения и взрывы, зарегистрированные не менее чем пятью станциями. На графиках зависимости распределения землетрясений от времени выделяется ряд максимумов (рис. 2), которые, как правило, обусловлены близкими событиями. Аналогичные графики, построенные по данным станций SIL, фактически совпадают с графиками, полученными по данным станций ИФЗ РАН. В 1990 г. зарегистрировано 65 землетрясений и 8 взрывов (из которых обработаны 22 землетрясения и 4 взрыва), в 1991 г. — 130 землетрясений (использовано 48).

Для определения координат гипоцентров использован нетрадиционный подход, основанный на минимизации функционала [1]

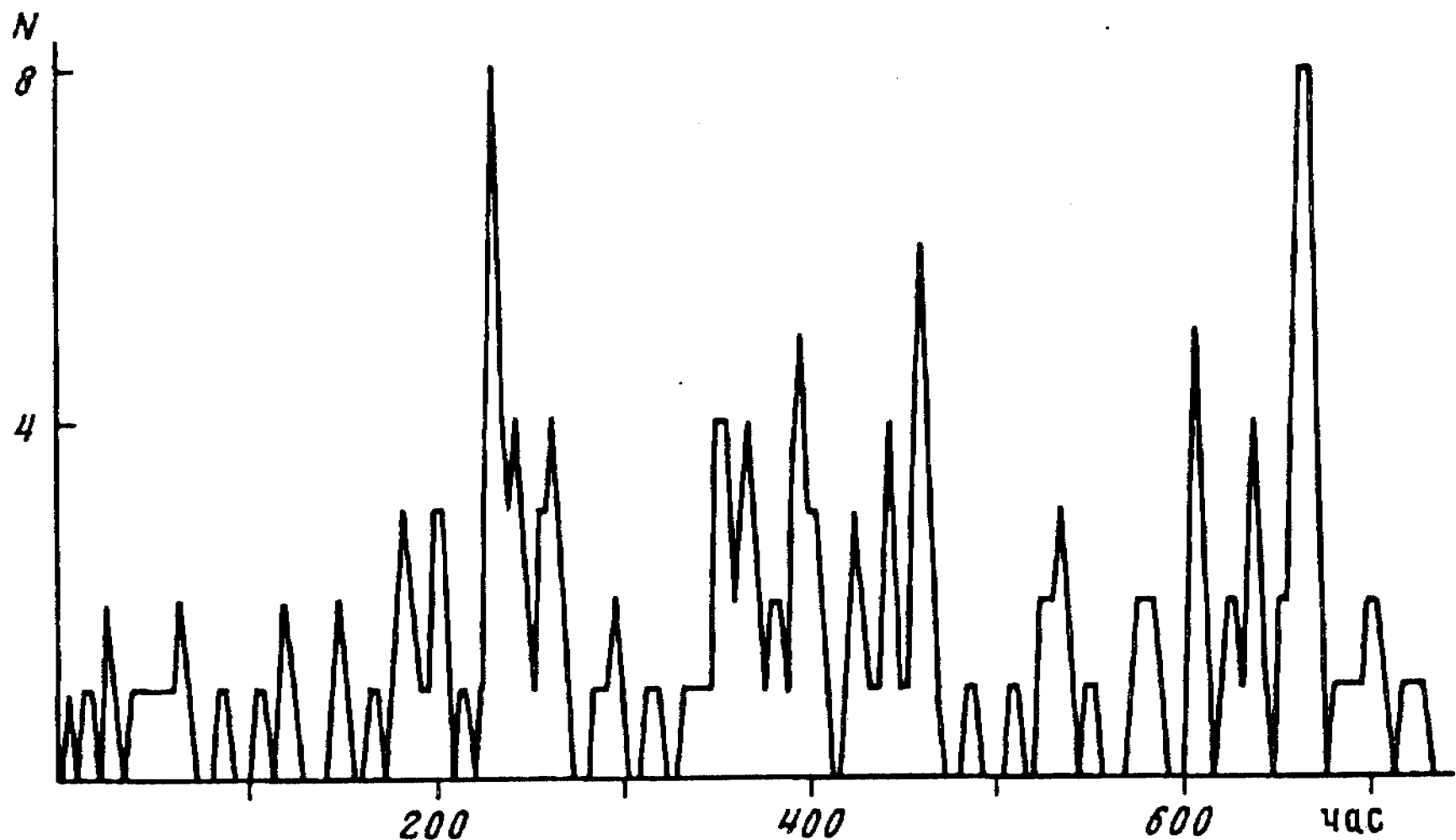


Рис. 2. Распределение землетрясений во времени для событий, зарегистрированных не менее чем пятью станциями при наблюдениях в 1991 г.

$$L = \sum_{i=1}^n W_i (D_i - d_i)^2 + (H - h)^2, \quad (1)$$

где D_i и H — соответственно эпицентральные расстояния и глубина гипоцентра, получаемые из решения системы нелинейных уравнений

$$(X - x_i)^2 + (Y - y_i)^2 + H^2 = v_i^2 (\tau_i - \tau_0)^2; \quad (2)$$

d_i и h — те же величины, но соответствующие наблюдаемым временам пробега сейсмических волн от очага до сейсмических станций; v_i — эффективные скорости, численно равные отношению гипоцентральных расстояний к временам пробега сейсмических волн по лучу; W_i — весовые коэффициенты, учитывающие неоднородность скоростной среды, τ_i — время прихода сейсмических волн на i -ю станцию; τ_0 — время возникновения землетрясения (время в очаге); $i = 1, 2, \dots, n \geq 3$.

Указанный подход дает более устойчивое определение координат гипоцентров, чем традиционный, основанный на методе Гейгера, особенно в том случае, когда расположение сейсмических станций далеко от оптимального. Чтобы определить значения величины v_i , необходимо знать скоростной разрез для данного района.

В районе расположения станций ранее проводились исследования по корреляционному методу преломленных волн (КМПВ) (профили № 37—39 и 27 [6]). В 1990 г. профиль КМПВ проходил непосредственно через сеть станций и его взрывы регистрировались станциями.

К северу и востоку от рассматриваемого района проводили исследования методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) (профили 1976—I и РРИСП, станции D и C). Годографы указанных профилей близки друг к другу (рис. 3, а), и с ними совпадает теоретический годограф для модели (рис. 3, б), взятой из работы [2] для обработки землетрясений. Эта модель соответствует районам залегания серых четвертичных платобазальтов.

Поскольку было сделано много сопоставлений результатов определений координат гипоцентров одних и тех же землетрясений, зарегистрированных станциями ИФЗ РАН и сети SIL, то следовало сравнить скоростные модели среды, использованные для обработки (рис. 3, б). Результаты расчетов показывают, что для этого региона в пределах представляющих интерес расстояний теоретический годограф модели ИФЗ РАН практически ложится на экспериментальные годографы

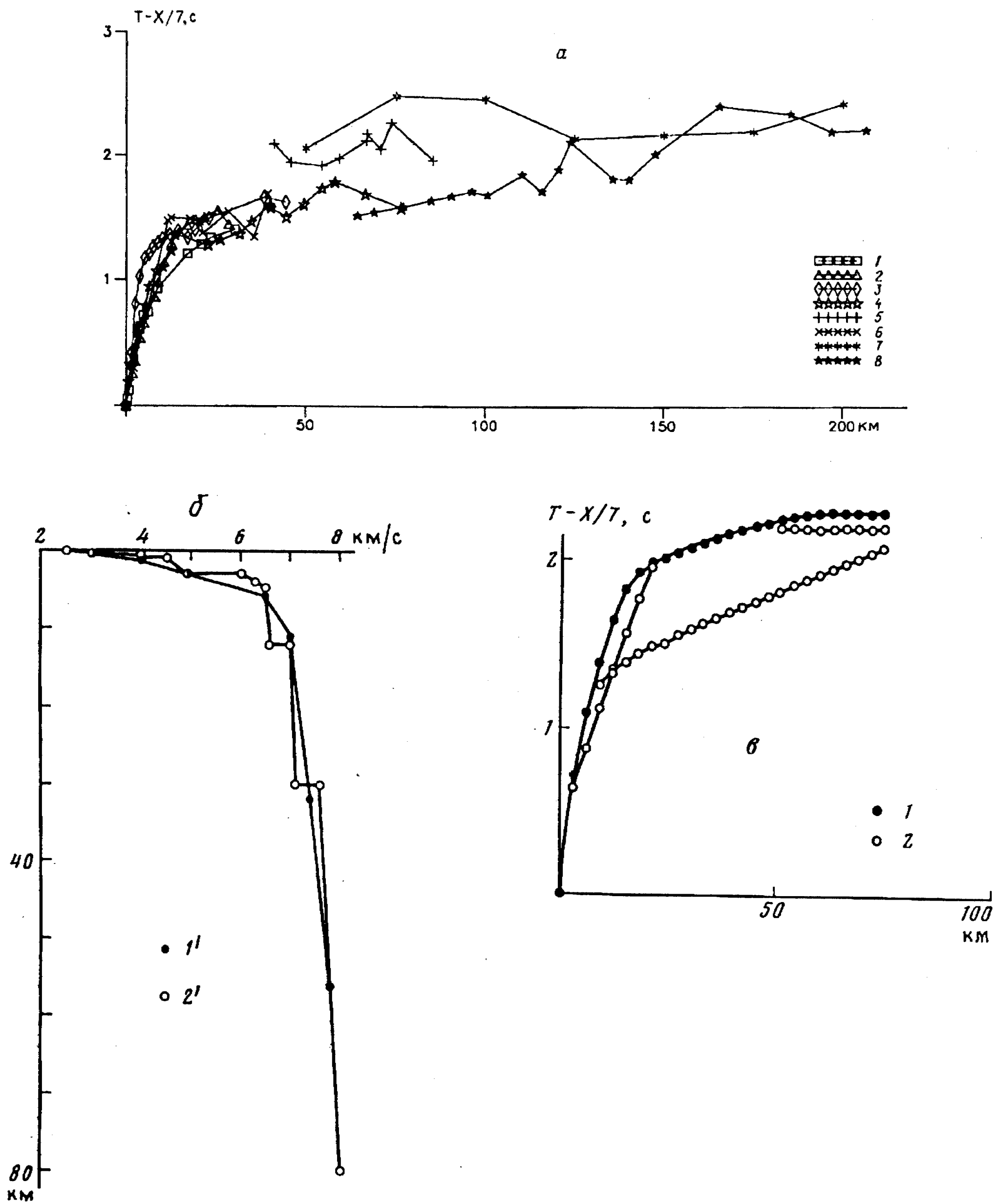


Рис. 3. Сводка годографов КМПВ и ГСЗ (а), полученных в районе сейсмологических наблюдений: 1 — годографы профиля РРИСП; 2 — 17; 3 — 1976—I; 4 — № 37; 5 — № 39; 6 — взрыв 10-го профиля 1990 г.; 7 — № 38. б — Скоростная колонка (1'), выбранная для обработки землетрясений по данным станций ИФЗ РАН; 2' — модель, принятая для обработки данных SIL. в — Годографы 1' и 2', соответствующие приведенным скоростным кривым

КМПВ, а для модели SIL — выше на 0,5 с (рис. 3,в). Следовательно, скоростную модель, которая используется для обработки данных SIL (под станцией D профиля РРИСП в невулканической зоне [2]), нельзя считать подходящей для исследуемого региона.

Судя по сейсмограммам профиля РРИСП, для микроземлетрясений, удаленных на расстояния 100—120 км, можно рассчитывать на использование лишь первых

Координаты источников взрывов (град)

Истинные координаты		Полученные координаты	
φN	λW	φN	λW
64,117981	21,031315	64,118560	21,055200
63,678157	19,630584	63,663210	19,695000
64,009501	20,736582	63,997240	20,748040

вступлений P - и S -волн. Только для самых далеких событий ($R \geq 150$ км) может выделяться и отраженная волна от границы M . Это подтверждают и сейсмограммы землетрясений, где удалось выделить лишь по одной P - и S -волне.

На большинстве сейсмограмм землетрясения вступления P - и S -волн выделяются уверенно, а на всех записях взрывов волна выделяется менее надежно. По общим годографам взрывов удалось выявить временные отклонения для некоторых станций. При введении соответствующих поправок для этих станций определение координат взрывов дает лучшее совпадение результатов с известными координатами этих же взрывов. Указанные поправки учитывались при определении координат землетрясений.

Аналоговые записи землетрясений оцифрованы, по ним рассчитаны графики Вадати и определены координаты гипоцентров землетрясений.

По графикам Вадати все события разделены на рои, в которых землетрясения расположены достаточно близко друг от друга. При значительных отклонениях отдельных точек графика проверяли правильность снятия времен с сейсмограмм, при этом некоторые события отбраковывали.

Для ряда надежных событий рассчитаны значения отношения скоростей распространения продольных волн к скорости поперечных волн. Однако они имели значительный разброс (от 1,6 до 1,9), обусловленный скорее всего пристанционными особенностями строения среды. В дальнейшем для расчетов принято $\gamma = v_p/v_s = 1,76$ [2].

Все события 1990 г. по Δt_{s-p} разделились на четыре группы с $\Delta t_{s-p} = 0,5 \dots 5,0$; $4,0 \dots 7,0$; $8,0 \dots 12,5$ и $11,0 \dots 15,0$ с, и только два события имели $\Delta t_{s-p} = 14,0 \dots 18,5$ с.

Первая группа событий — это землетрясения в области расположения станций, вторая — северные события (вулкан Скъялдрейдур), третья и четвертая группы — западные (район Рейкьянеса). Не было ни одного события с востока и с юга. Вторая и четвертая группы связаны с однотипными очагами, так как для них каждая из станций дает очень близкие (с разбросом $\pm 0,05 \dots 0,1$ с) значения Δt_{s-p} , что хорошо видно на соответствующих графиках Вадати.

Для полевого сезона 1991 г. преимущественные значения Δt_{s-p} составляли $1,0-5,0$ и $1,5-6,0$ с, а эпицентры землетрясений были сконцентрированы в районе Хверагерди. Лишь два события имели $\Delta t_{s-p} = 3,5 \dots 7,5$ с (район Рейкьянеса) и два события с $\Delta t_{s-p} = 8,0 \dots 14,0$ с (о-в Суртсей и район к юго-востоку от него).

Таким образом, области микросейсмичности 1990 и 1991 г. практически не перекрываются между собой. На географической карте Исландии эпицентральной зонам 1990 г. соответствуют вулканы Скъялдрейдур, Торбьернагфелл (Рейкьянес), хребет Рейкьянес, а зонам 1991 г. — Мосфелшейди, Хеллишейди, северная часть Лаугерделира.

Поскольку обработана только часть землетрясений, произошедших за время наблюдений экспедиции РАН, то для оценки их представительности использованы данные сети SIL. Рои землетрясений, зарегистрированных станциями ИФЗ РАН, в основном совпадают с эпицентрами по данным SIL, исключение составляет лишь землетрясение в районе р. Хвиты у фермы Кальдагарнес. Близки и глубины

очагов, полученных по независимым наблюдениям и различным программам определения гипоцентров.

Для иллюстрации возможностей и достоинств программы определения координат гипоцентров сделаны некоторые специальные расчеты. В частности, по записям взрывов определены координаты источников. Ошибки в определении координат эпицентров составили в среднем $\sim 0,01^\circ$ (см. таблицу), а глубины практически совпали.

Одной из основных задач было уточнение скоростного разреза изучаемого района по временам пробега сейсмических волн от наиболее удаленных землетрясений как функции глубины, т. е. $v = v(z)$. Процедура определения скоростной зависимости разбивается на два этапа. Первый этап состоит в определении координат гипоцентров и времени в очаге. Второй — в получении годографа сейсмической волны и определении по нему скоростной кривой $v = v(z)$.

Предположим, что $\tilde{v} = \tilde{v}(z)$ есть некоторое начальное приближение скоростной функции, которое отличается от истинной скоростной функции на некоторую добавочную функцию $\delta v(z)$. Запишем уравнение

$$R_i = v_i (\tau_i - \tau_0) = v_i t_i. \quad (3)$$

Если к правой части последнего уравнения добавить нулевой вектор, то его решение, очевидно, не изменится. Рассмотрим величины δt и δv_i такие, чтобы для всех $i = 1, 2, \dots, n$ выполнялись равенства

$$v_i \delta t + t_i \delta v_i + \delta v_i \delta t = 0. \quad (4)$$

Если бы δv_i были независимы, то эта однородная система всегда имела бы решение. Но δv_i определяются функцией $\delta v(z)$, и система в общем случае не совместна. Тем не менее можно найти такое значение δt , которое минимизировало бы функционал

$$L = \sum_{i=1}^n (v_i \delta t + t_i \delta v_i + \delta v_i \delta t). \quad (5)$$

Итак, пусть для заданных X, Y, H, x_i, y_i и $\delta v(z)$ определены значения величин δv_i . Решая задачу минимизации функционала, найдем соответствующие значения δt . Пусть функция $\delta v(z)$ такова, что равенства (4) выполняются с достаточной точностью. Добавим к правой части уравнений (3) правые части равенств (4). В результате будем иметь систему уравнений

$$R_i = \tilde{v}_i \tilde{t}_i, \quad (6)$$

где $\tilde{v}_i = v_i + \delta v_i$; $\tilde{t}_i = -t_i + \delta t$.

Если теперь решить задачу определения координат гипоцентра и времени возникновения землетрясения (1), (2) для системы (6), то получим величины, близкие истинным, как если бы функция $v(z)$ была задана точно. Таким образом, для неточно заданной скоростной колонки можно достаточно хорошо определить эпицентральные расстояния до точек регистрации сейсмических волн, но время в очаге и, следовательно, времена пробега сейсмических волн, полученные в результате решения такой задачи, не будут соответствовать истинным временам пробега сейсмических волн.

В то же время τ_0 и, следовательно, t_i можно получить из графика Вадати, который не зависит ни от распределения скорости распространения сейсмических волн, ни от положения сейсмических станций.

Таким образом, определяя координаты гипоцентра из решения задачи (1), (2), а времена пробега сейсмических волн из графика Вадати, можем построить годограф сейсмической волны, соответствующий истинному распределению скоростей. Обращая полученный годограф, получим скоростную кривую, соответст-

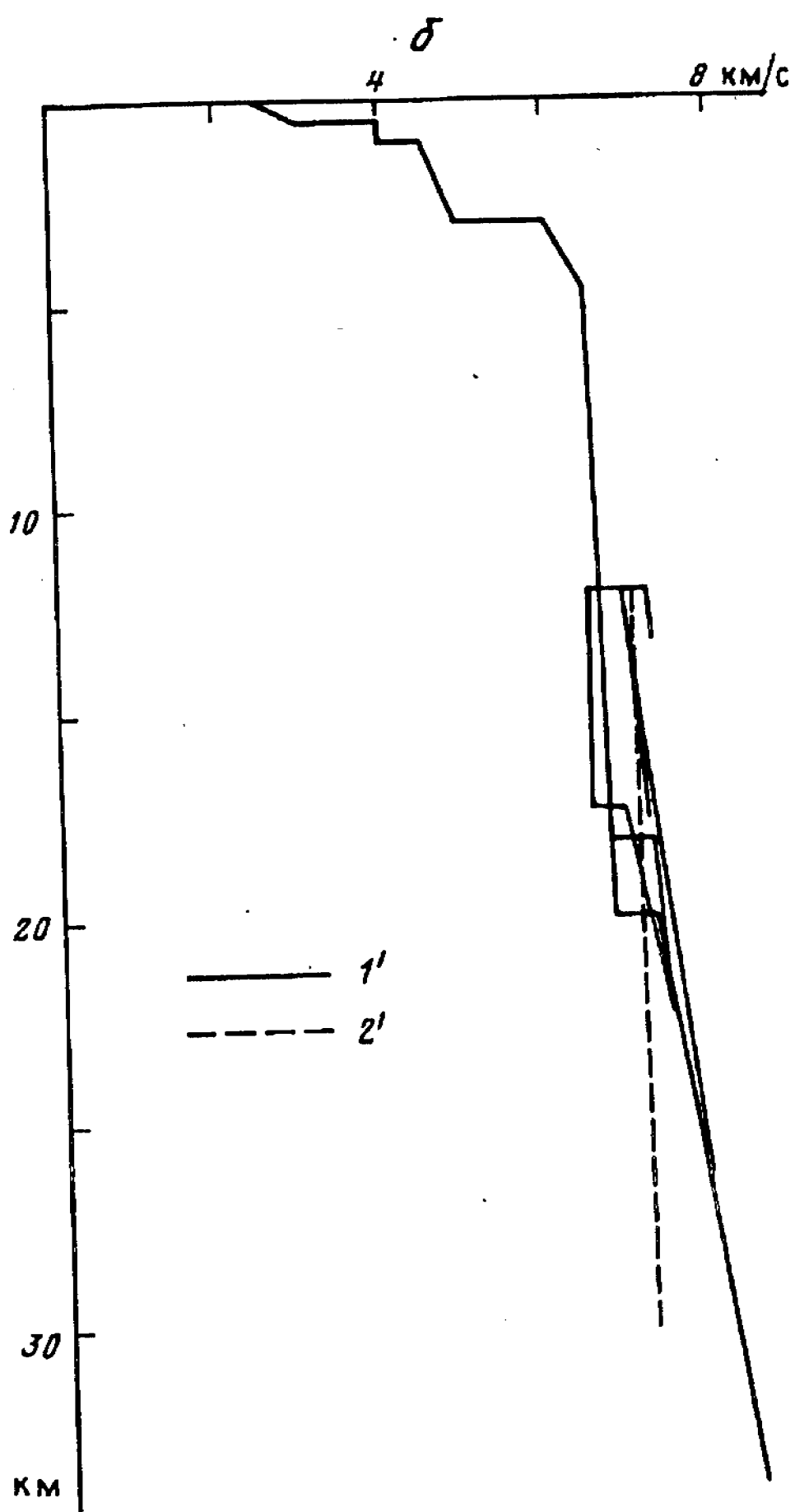
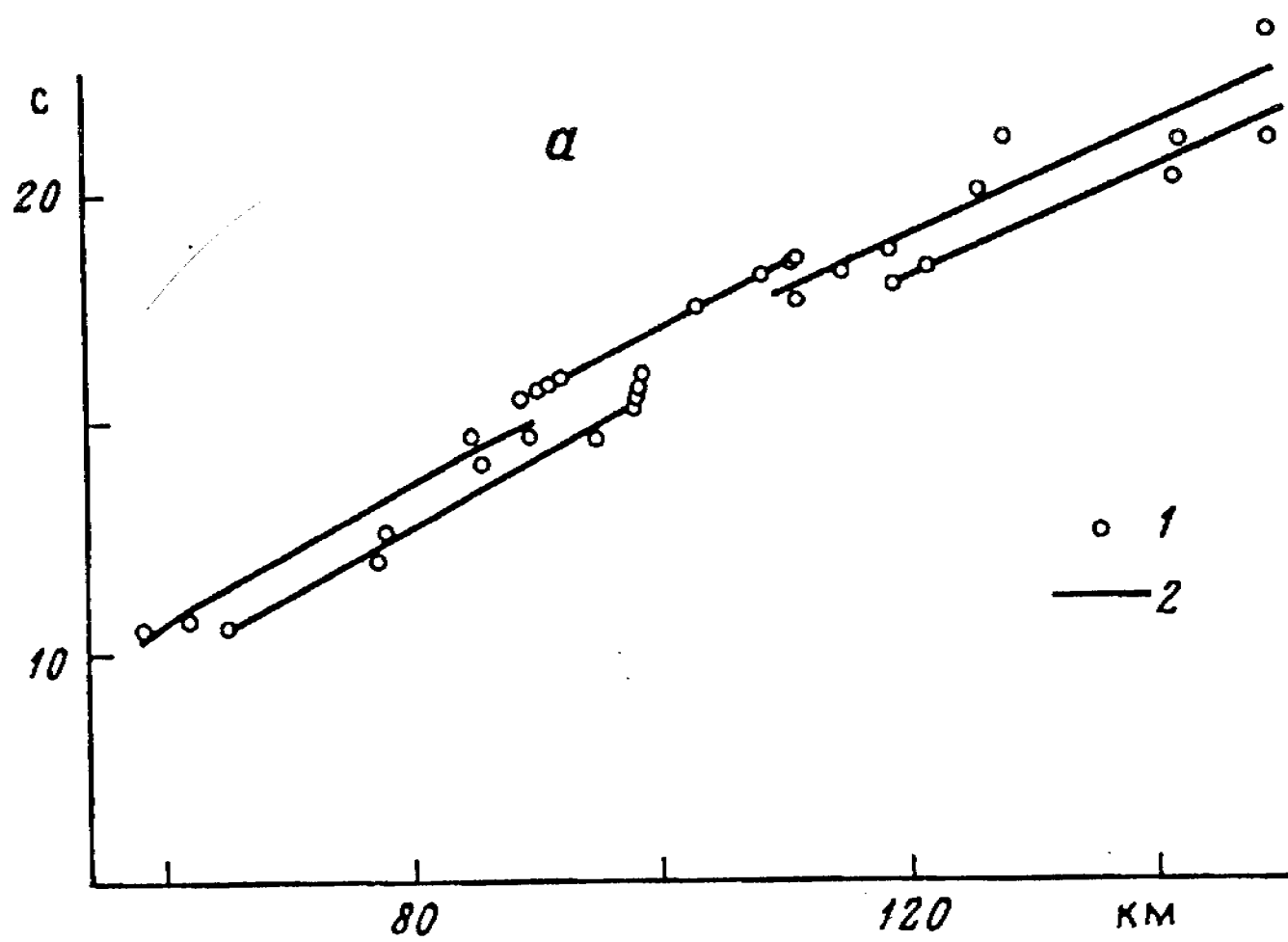


Рис. 4. Годографы землетрясений (а), эпицентры которых располагаются на хребте Рейкьянес (подводное продолжение п-ва Рейкьянес): 1 — экспериментальные точки годографов; 2 — аппроксимация точек годографов. б — Скоростные кривые (1'), определенные по годографам, приведенным на рис. 4, а; 2' — скоростная кривая, взятая в качестве нулевого приближения

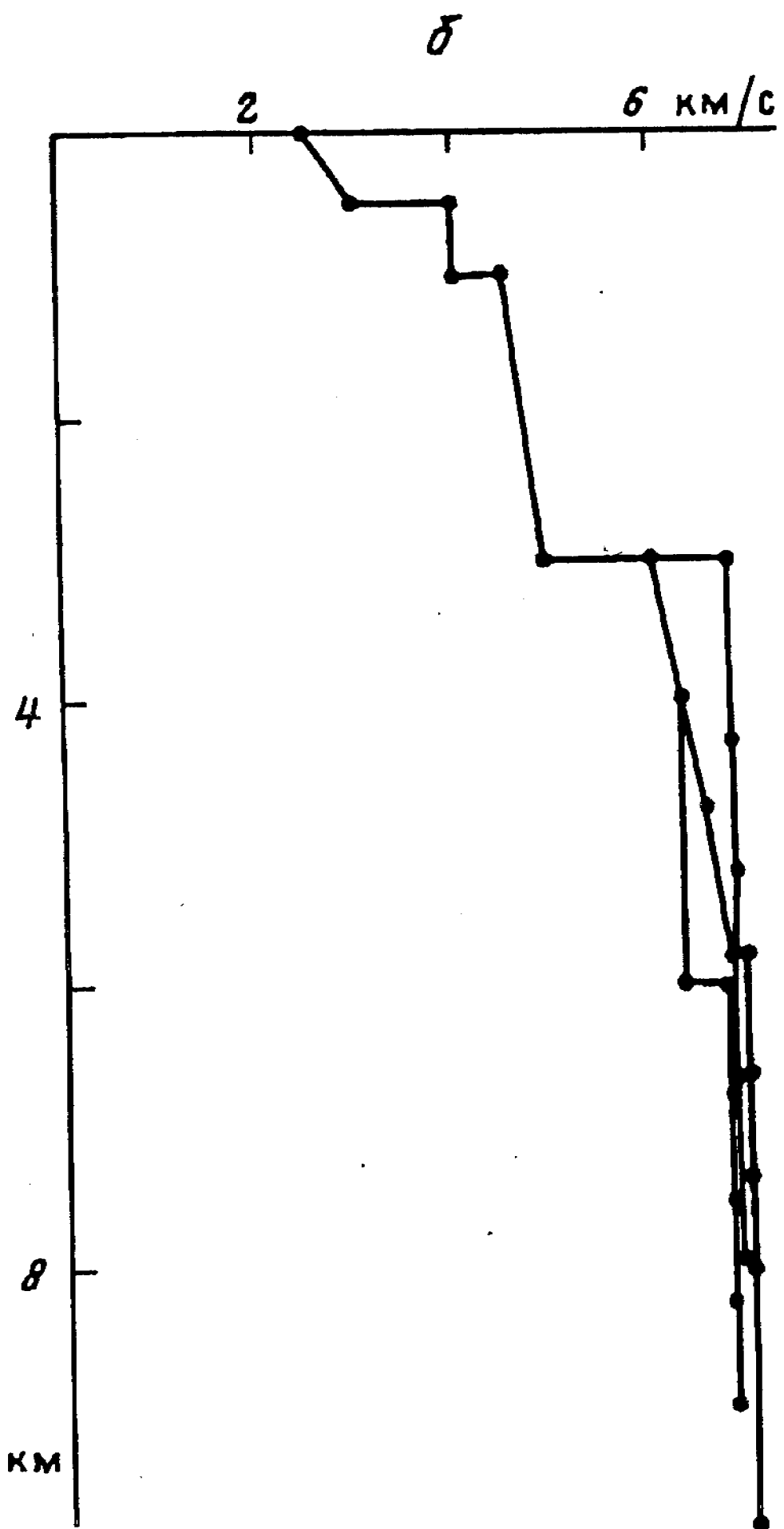
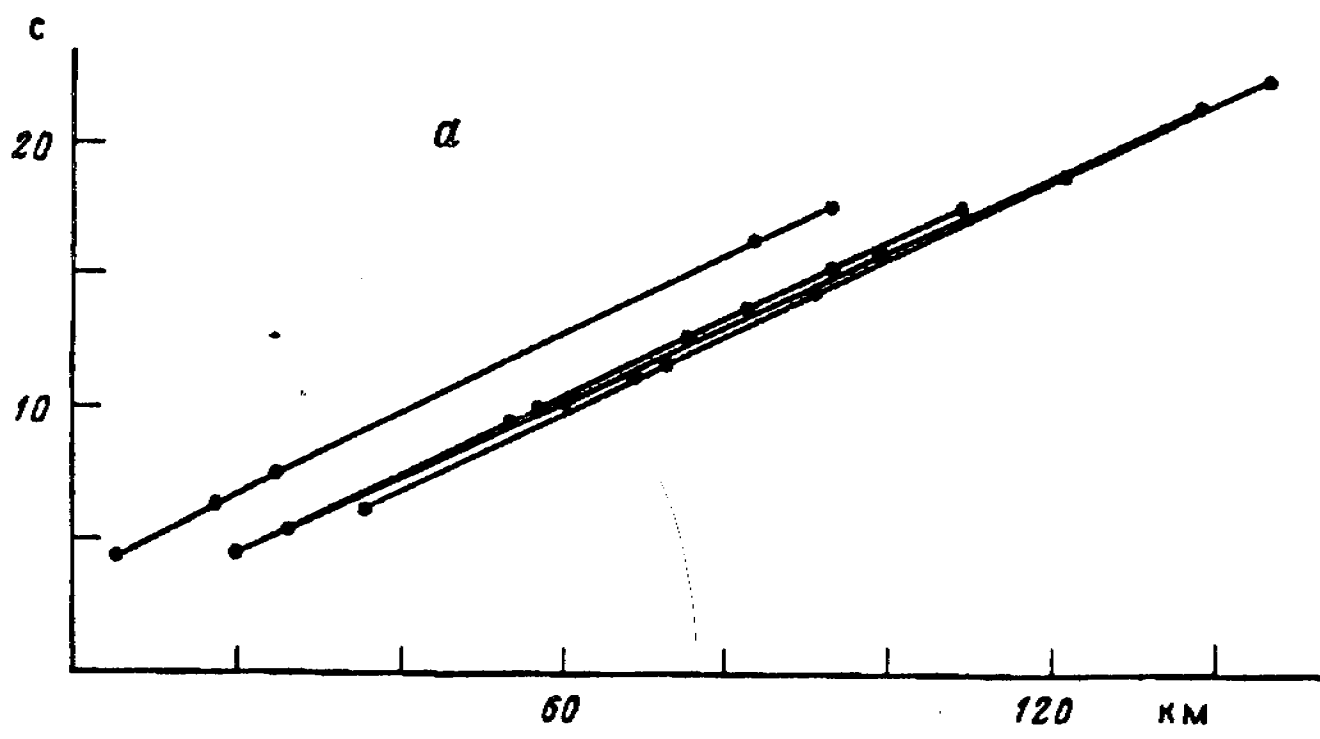


Рис. 5. Годографы (а), полученные по данным наблюдений сети СИЛ для очагов, гипоцентры которых взяты из японских наблюдений с помощью донных станций; б — скоростные кривые, определенные по годографам, приведенным на рис. 5,а

вующую истинному распределению скоростей сейсмических волн. Обращение годографа проводили по формуле

$$z(q) = z^* + \frac{1}{\pi} \int_0^{x(q, u^*)} \text{Arch}(p/q) dx(p, u^*),$$

где $x(p, u^*) = \left[2p + \int_{z_l}^{z_m} + p \int_{z^*}^{z_l} \right] dz / (v^{-2} - p^2)^{1/2}$; p — лучевой параметр текущего луча; q — лучевой параметр самого глубокого луча; z_l — глубина гипоцентра; z^* — глубина максимального проникновения луча.

Параметр луча p , равный производной годографа, определяли путем дифференцирования логарифмической кривой вида

$$t = a \lg(x + c) + b,$$

которой аппроксимировались экспериментальные точки годографа; здесь параметр c отвечает условию $c \geq 1$.

Задача определения такой логарифмической кривой заключается в определении параметров a , b и c и решается методом наименьших квадратов путем минимизации квадратичного функционала

$$L = \sum_{i=1}^n [t_i - a \ln(x_i + c) - b]^2.$$

На рис. 4,а приведены годографы от землетрясений, гипоцентры которых приурочены к п-ву Рейкьянес, а на рис. 4, б показаны скоростные кривые, полученные путем обращения этих годографов. При этом скоростную кривую до глубины 12 км считали известной, а определяли распределение скорости глубже 12 км. Из полученных кривых видно, что помимо границы на глубине 12 км существует граница в интервале глубин 18—20 км. Значения кажущихся скоростей V_k , определенных по годографам от землетрясений для $R \geq 120$ км, выше V_k , полученных по наземным годографам РРИСП, и профиля ГСЗ 1976 г. Однако для морских профилей РРИСП именно для этих расстояний получены близкие большие значения V_k [5], а в работе [4] показано резкое изменение структуры земной коры и верхней мантии на границе океан — остров в районе п-ва Рейкьянес и наличие границы на глубине 20 км. Интересно было бы в дальнейшем проверить указанные результаты по большому числу данных, что позволило бы более точно оконтурить резкие изменения в структуре мантии в этом сложном регионе.

Аналогичные расчеты проведены по данным от землетрясений, зарегистрированных донными сейсмическими станциями на хребте Рейкьянес. Работы проводились японскими учеными под руководством профессора Симамуры. Используя параметры гипоцентров землетрясений, определенных японскими учеными, и времена пробега из каталога, составленного по данным сети SIL, авторы уточнили скоростную кривую. При закрепленной скоростной кривой до глубины 3 км (рис. 5) удалось определить скоростную кривую до 10 км и выделить на ней границу не глубже 6 км, принимаемую нами и отсутствующую в скоростной колонке SIL.

По материалам наблюдений 1991 г. кроме аналогичных определений, оконтуривших районы основной микросейсмичности, предпринята попытка объединения микроземлетрясений по роям, поскольку в пределах каждого семейства индивидуальные определения дали близкие значения параметров гипоцентров, но для мелких очагов точность определения их глубин была сравнима с самими глубинами.

По графикам Вадати выделено 10 семейств микроземлетрясений, и для каждого из них построены сводные графики $\Delta t_{s-p} = f(t_p)$, причем в основу объединения

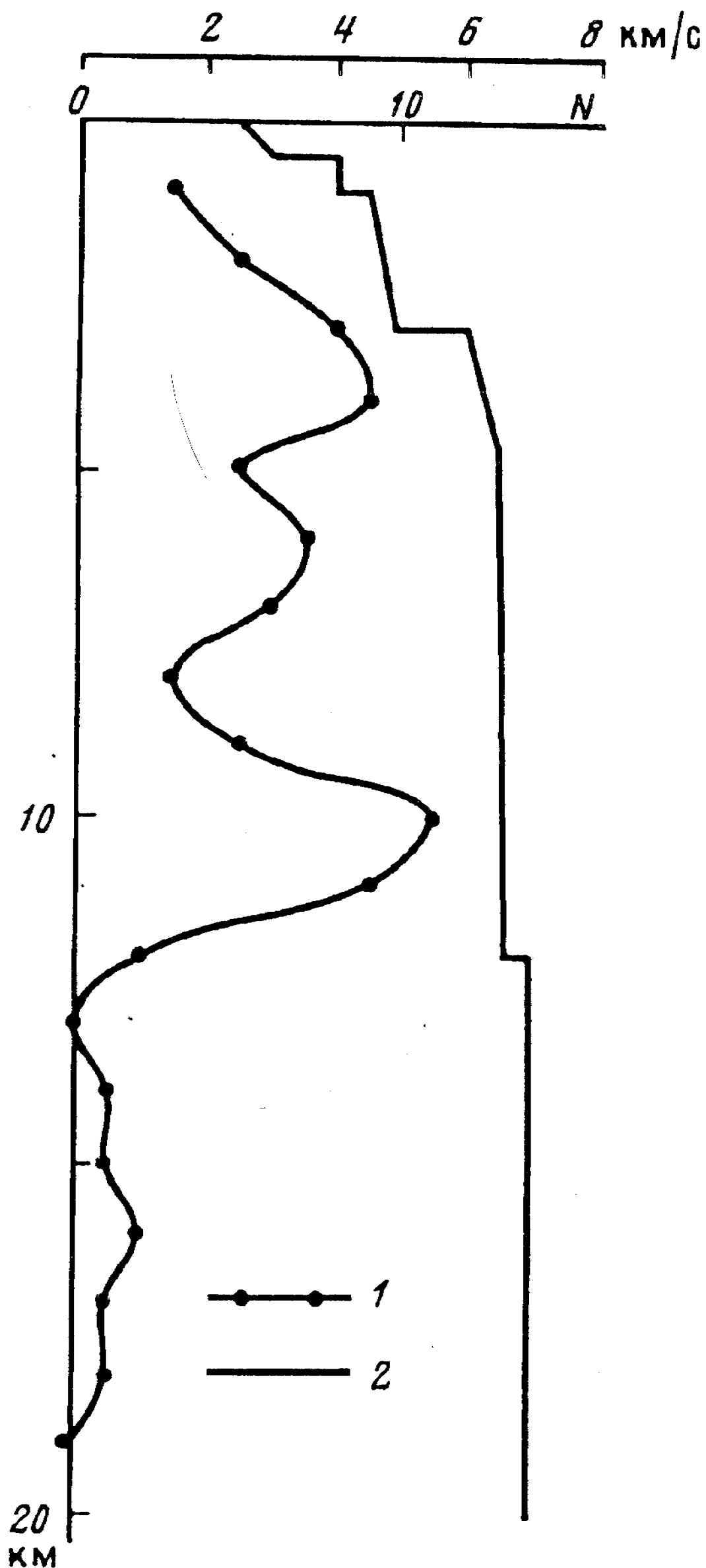


Рис. 6. Распределение количества землетрясений по глубинам (1) и скоростная кривая (2) для района исследования

положена близость значений Δt_{s-p} для совокупности станций (разброс которых не превышал в основном $\pm 0,1$ с, особенно для близких событий).

По сводным графикам определили средние значения t_p и t_{sp} для каждой из станций, по которым затем определяли гипоцентры. Такие осредненные исходные значения Δt_{s-p} и t_p дают значения координат очагов со значительно меньшим разбросом δt и δh .

Эпицентры землетрясений, нанесенные на географическую карту, свидетельствуют о том, что мелкие очаги приурочены преимущественно к отдельным вулканам, а более глубокие — к лавовым полям и долинам рек.

Для всех землетрясений, зарегистрированных в 1991 г., построено распределение их по глубине (рис. 6), на котором отмечена концентрация значений на глубинах ~3,5 и 10,0 км. Сопоставление указанных глубин со скоростной колонкой для данного региона показывает приуроченность эпицентров землетрясений к границе третьего слоя (по терминологии, принятой для Исландии). Этот слой для Исландии является маркирующим, его залегание коррелируется с геотектоническими провинциями острова [2]. В работе [2] отмечена приуроченность микросейсмичности к данному слою. Согласно гипотезе Уокера [6], слой сложен интрузиями. Возможно, именно подвижки магмы являются источниками землетрясений, как это предполагалось и для района Краблы [3].

Выводы. В итоге проведенных сейсмологических исследований в центральной части юга Исландии получены следующие результаты: локализованы районы микросейсмичности, приуроченные в основном к вулканам и лавовым полям; установлено, что гипоцентры местных землетрясений располагаются преимущественно в пределах третьего сейсмического слоя с $V_p = 6,0 \dots 6,7$ км/с; разработана методика построения годографов сейсмических волн от землетрясений, основанная на использовании нового подхода определения координат гипоцентров и времени возникновения землетрясений и графика Вадати; по данным от землетрясений уточнена скоростная колонка для п-ва Рейкьянес и его подводного продолжения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурмин В. Ю. Новый подход к определению параметров гипоцентров близких землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1992. № 3. С. 73—82.
2. Зверев С. М., Литвиненко И. В., Лизинский М. Д. и др. Строение земной коры Исландии по сейсмическим данным. М.: Наука, 1985. 220 с.
3. Einarson P., Bransdottir B. Seismological evidence for lateral magma intrusion during the July 1978 deflation of the Krafla volcano in NE-Iceland // J. Geophys. 1980. V. 47. № 1—3. P. 160—165.
4. Gebrande H., Miller H., Einarson P. Seismic structure of Iceland along RRISP-profile // J. Geophys. 1980. V. 47. № 1—3. P. 239—249.
5. Gølgflam P., Weigel W., Loncarevic B. D. Seismic structure of along RRISP-profile on the South-East flank of the Reykjanes ridge // J. Geophys. 1980. V. 47. № 1—3. P. 250—260.
6. Palmason G. Seismic structure of Iceland from explosion seismology // Soc. Sci. Islandica. 1971. Rit. 40. 187 p.

Физический факультет
Московского государственного
университета им. М. В. Ломоносова
Институт физики Земли РАН,
Москва

Поступила в редакцию
20.05.1995