

volcanic complex rocks are considered. Regularities of their composition changes in the albite-anorthite series in range from the basic to acidic rocks of the complex are revealed.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Марфуни А. С. Полевые шпаты—фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.—Тр. ИГЕМ АН СССР, М.: 1962, вып. 78.
2. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Том 4, М.: Мир, 1966.
3. Stemmans D. B. Observation on order—disorder relation of natural plagioclases. Norsk. Geol. Tidsskr., Bd. 42, № 2, 1962.
4. Bambauer H. V., Corlett M., Vitswanatan K. Diagrams for the determination of plagioclases using X-ray powder methods. III. Schweiz. Miner. Petrog. Mitt., Bd. 47, № 1, 1967.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 1, 31—41, 1986

УДК:550.344(479.25)

Г. В. ЕГОРКИНА

### АЗИМУТАЛЬНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ СКОРОСТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН И ТРЕЩИНОВАТОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД ДЖАВАХЕТСКОГО НАГОРЬЯ

В результате анализа сейсмограмм местных землетрясений установлено, что скорости продольных волн в верхней части кристаллического фундамента Джавахетского нагорья существенно зависят от направления распространения колебаний. Различие скоростей Р—волн в разных направлениях достигает 600—800 м/с. Кроме того, выделены две различно поляризованные поперечные волны, распространяющиеся по одинаковому пути, но с разными скоростями. Разница во временах вступления этих волн также зависит от азимута линии приемник-источник. Наиболее вероятной причиной анизотропии скоростей является ориентированная трещиноватость горных пород Джавахетского нагорья.

Согласно теоретическим исследованиям трещиноватые среды отчетливо проявляют себя в сейсмическом волновом поле. Сюда относится изменение скорости распространения колебаний в зависимости от ориентации трещин, образование двух ортогонально поляризованных поперечных волн, распространяющихся с разными скоростями в одном и том же направлении, аномальная поляризация поперечных волн, характер распределения величины  $\Delta t_{s_1-s_2}$  в зависимости от азимута и угла падения волны и т. д. [4, 5, 6, 7, 12, 14, 15, 16, 17, 18, 19]. Рассмотренные особенности позволяют заключить, что, изучая скорости и распределение величины  $\Delta t_{s_1-s_2}$  в зависимости от направления, мы можем судить о характере трещиноватости среды, ориентации трещин, плотности трещин.

Функция, описывающая в общем виде зависимость горизонтальной компоненты скорости продольной волны от азимута, в анизотропной среде имеет вид [13]:

$$v^2 = A + C \cdot \cos 2\alpha + D \cdot \sin 2\alpha + E \cdot \cos 4\alpha + F \cdot \sin 4\alpha. \quad (1)$$

Пять постоянных уравнения можно определить, выполнив пять измерений скорости в пяти различных азимутах. На практике, однако, всегда существует погрешность наблюдений, и для того, чтобы удовлетворительно описать анизотропию, требуется выполнить больше пяти измерений. Организация наблюдений по системе азимутальных профилей методами взрывной сейсмологии достаточно сложна и дорога. В связи с этим представляется целесообразным использовать для целей изучения анизотропии скоростей сейсмических волн естественные источники колебания—землетрясения. С одной стороны, наблюдения в сейсмоактивных зонах дают возможность получать записи в широком диапазоне азимутов и эпицентральных расстояний, а с другой—землетрясения являются прекрасным возбудителем поперечных волн, что дает возможность совместной интерпретации сейсмограмм продольных и поперечных колебаний. Последние, как известно, особенно чувствительны к малейшему проявлению анизотропии. Основным недостатком такого рода наблюдений является более низкая точность определения скоростей по сравнению со взрывной сейсмологией. Однако этот недостаток в значительной степени компенсируется обилием получаемых данных, что дает возможность применять при их обработке методы математической статистики.

Настоящая работа построена на экспериментальном материале, полученном при записи местных землетрясений на территории Джавахетского нагорья. Выбор района исследования определялся следующими соображениями:

1. Высокая сейсмическая активность территории.
2. Длительные сроки наблюдения на одних и тех же пунктах.
3. Расположение сейсмических станций, позволяющее определять положение эпицентров с достаточно высокой точностью.
4. Известное глубинное строение земной коры.

При регистрации колебаний использовались сейсмические станции «Черепаша» с прямой записью на магнитную пленку в полосе частот 0,5—10 гц и сейсмографы с частотой собственных колебаний 1 гц. Регистрировались три компоненты смещения почвы: вертикальная (Z) и две горизонтальные—СЮ(X) и ЗВ(Y).

Перед настоящими исследованиями ставились следующие задачи:

1. Анализ скоростей продольных волн и величины  $\Delta t_{s_1-s_2}$  в зависимости от направления распространения колебаний с целью выявления азимутальной анизотропии упругих свойств среды.
2. Изучение связи анизотропии скоростей с особенностями тектонического строения территории.

В тектоническом отношении исследуемый район относится к западной части Сомхето-Кафанской зоны Малого Кавказа и расположен в области поднятия древнего субстрата [10]. Глубины залегания поверхности фундамента изменяются от 0 до 4 км (рис. 1). Джавахетское нагорье сложено мощными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями. Основные морфоструктурные элементы имеют меридиональное простирание и почти под прямым углом пересекают более древние мезозойские и палеогеновые структуры. Одной из важнейших особенностей тектонического развития Джавахетского нагорья является периодическое чередование в его пределах процессов растяжения и сжатия земной коры, что обусловило развитие двух пересекающихся под прямым углом главных направлений складчатости. Простирание разломов в пределах Джавахетской зоны Кавказа—субширотное и субмеридиональное [10].

Непрерывные сейсмические наблюдения проводились с июня по декабрь 1979 года. Схема расположения пунктов наблюдения показана

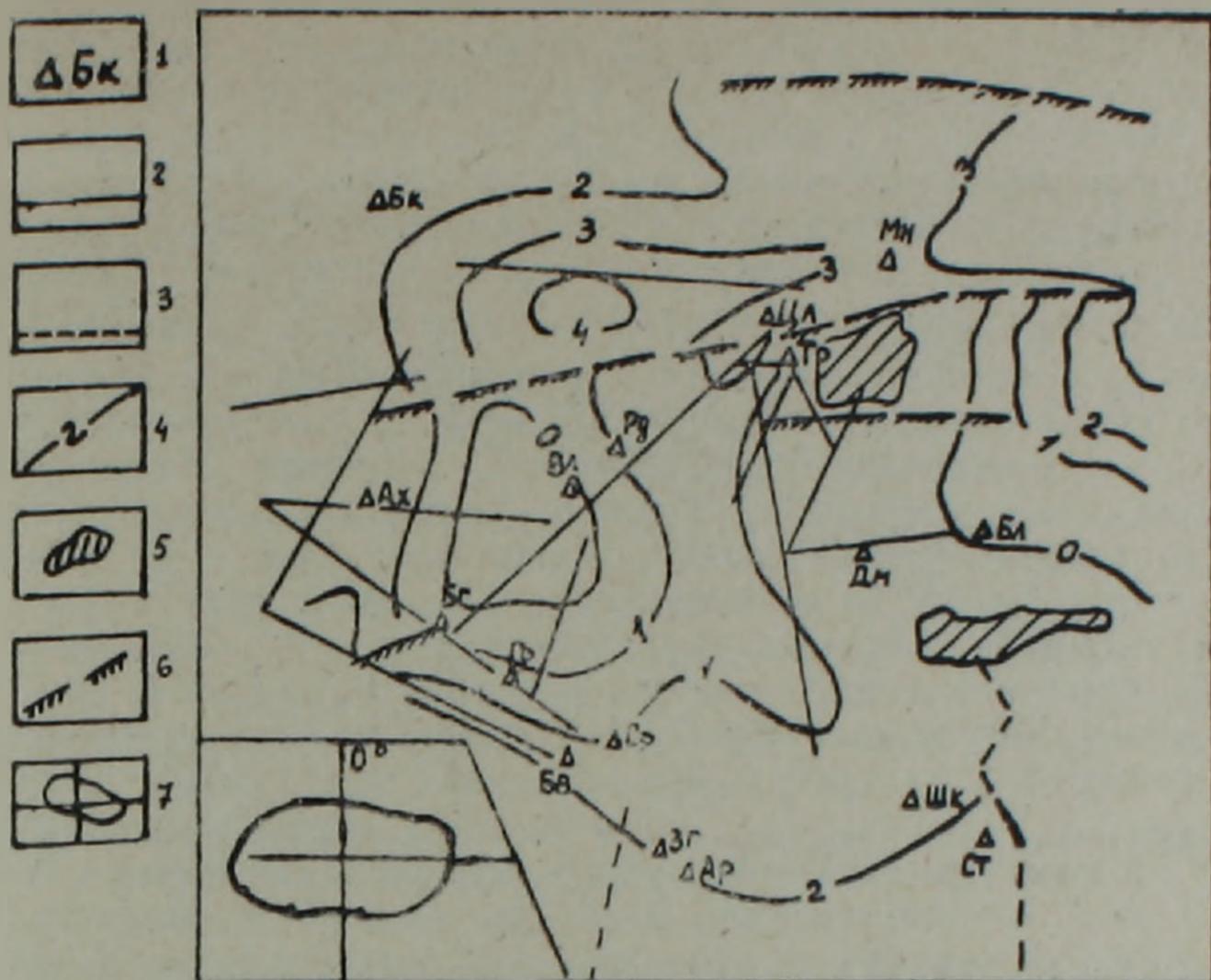


Рис. 1 Схема геофизической изученности Джавахетского нагорья. 1—сейсмические станции; 2—профили КМПВ; 3—профили МОВЗ; 4—изогипсы поверхности фундамента, в км; 5—выходы доюрского фундамента на поверхность; 6—тектонические нарушения; 7—индикатриса скорости продольной волны.

на рис. 1. Изучение анизотропии проводилось путем анализа кажущихся скоростей преломленных волн, связанных с поверхностью фундамента, и величины запаздывания поперечных волн разной поляризации в зависимости от азимута распространения колебаний.

### Кажущиеся скорости продольных волн

Согласно данным КМПВ-ГСЗ на удалениях 20—120 км от источника в первых вступлениях прослеживается преломленная (рефрагированная) волна, связанная с поверхностью фундамента. Поскольку для изучения анизотропии использовались записи местных землетрясений, необходимо было провести анализ волновой картины, регистрирующейся на сейсмограммах землетрясений, и определить интервалы регистрации волны, связанной с поверхностью фундамента. С этой целью по известному глубинному строению земной коры были рассчитаны теоретические годографы волн, регистрирующихся в первых вступлениях на удалениях от 0 до 150 км. При расчетах средняя глубина очага составила 4,5 км. Область прослеживания преломленной (рефрагированной) волны, связанной с поверхностью фундамента, в первых вступлениях составляет 20—100 км. Таким образом, анализируя записи первых вступлений волн от местных землетрясений на удалениях 20—100 км от источника, мы можем судить о скоростях распространения волн в верхней части кристаллического основания.

Метод изучения скоростной характеристики среды по записям землетрясений предусматривает, в первую очередь, построение экспериментальных годографов [2, 9]. В отличие от общепринятой методики, при

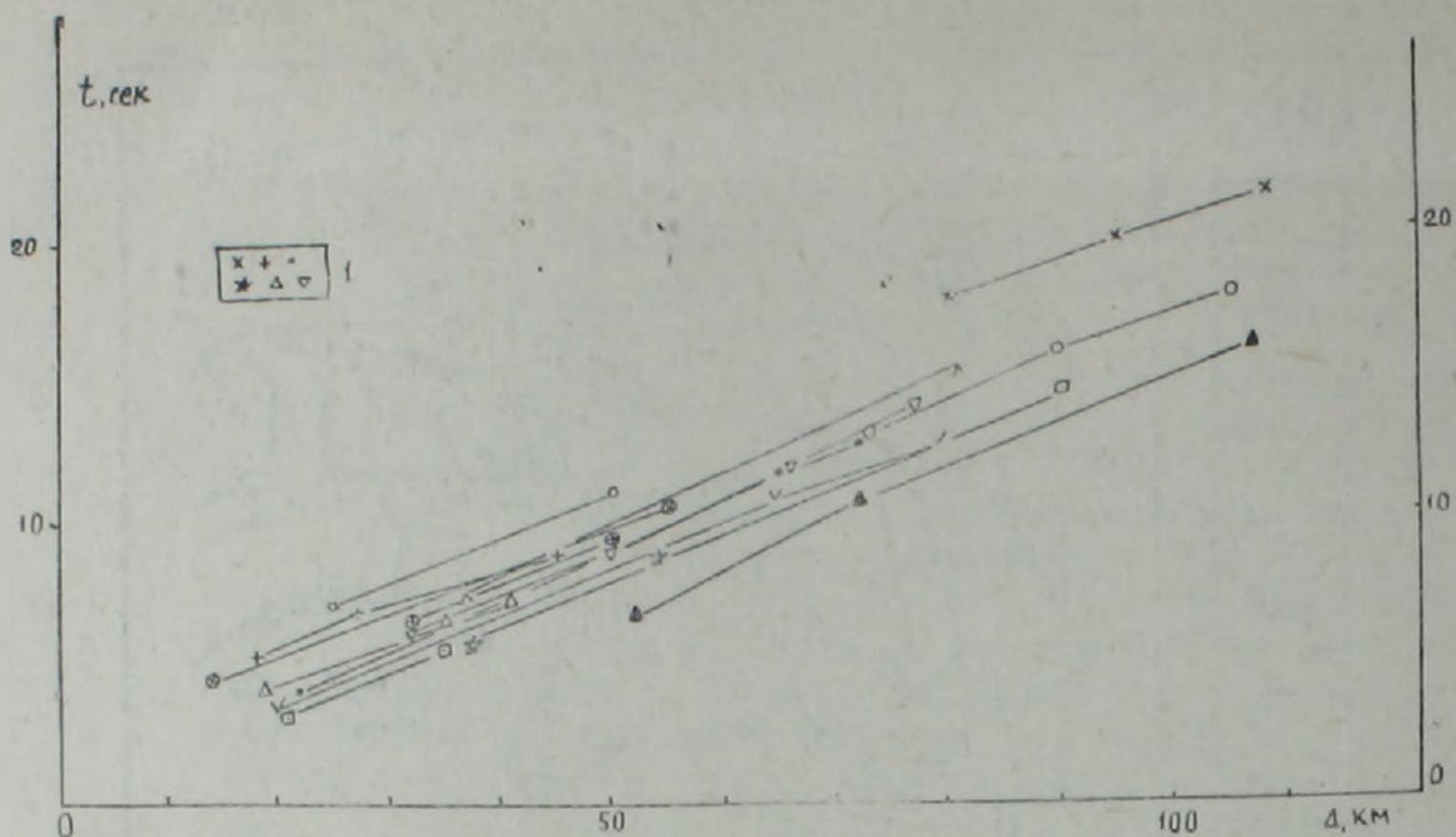


Рис 2 Наблюдаемые годографы продольных волн для азимута распространения колебаний  $110^\circ$ . 1—времена пробега волны от землетрясений.

настоящих исследованиях в один годограф объединялись данные, полученные для определенного направления. Шаг изменения по азимуту составлял  $30^\circ$ . Для выбранного направления допускалось отклонение в пределах  $\pm 20^\circ$ . Выбор величины угла отклонения определялся, с одной стороны, погрешностями определения азимута на эпицентр (хотя в самом неблагоприятном случае эта погрешность не превышает  $10^\circ$ ) и, с другой стороны, количеством экспериментальных данных, необходимых для решения задачи. На рис. 2 показаны примеры экспериментальных годографов продольных волн при азимуте подхода колебаний  $80^\circ$ . В связи с тем, что время в очаге ( $t_0$ ) и эпицентральное расстояние определяются с погрешностью, временные уровни наблюдаемых годографов различаются. Отклонение от среднего положения достигает  $\pm 1-3$  сек. Это, естественно, вызывает большие трудности при составлении сводного годографа. Поэтому в дальнейшем для определения  $v^*$  мы применили разностный метод. Величина кажущейся скорости определялась как:

$$v^* = \frac{\Delta_n - \Delta_{n-1}}{t_n - t_{n-1}}, \quad (2)$$

где  $\Delta_n$  — эпицентральное расстояние до  $n$  — станции,  $t_n$  — время регистрации волны  $n$  — станцией. Применение такого способа вычисления кажущихся скоростей вместо построения годографа дает возможность частично исключить ошибки, связанные с неточным определением  $t^0$  (времени в очаге) и координат очага, поскольку в этом случае используются не времена пробега и эпицентральные расстояния, а их разности. Поскольку скорость в каждом случае вычисляется между парой точек, вычисленные значения относятся к площади, расположенной внутри окружения станций.

Кажущиеся скорости в зависимости от направления распространения колебаний разделялись на несколько групп. Шаг изменения по азимуту составлял  $30^\circ$ . Для выбранного направления допускалось отклонение в пределах  $\pm 20^\circ$ . Точность определения времени вступления волны на сейсмограмме составляет  $\pm 0,05$  сек. Чтобы уменьшить влия-

ние этой ошибки на результат определения, скорости вычислялись на базе не менее, чем 20 км. Использовались времена первых вступлений на эпицентральных расстояниях от 20 до 100 км.

Вычисленные для каждой пары станций скорости обладают некоторым разбросом, который связан с ошибками в определении первых вступлений волн, разными глубинами очагов землетрясений и т. д. Величины кажущихся скоростей будут подчиняться некоторому закону распределения, параметры которого оценивались с помощью следующих приближенных характеристик [3]:  $\bar{y}^*$  — среднее арифметическое,  $\bar{D}$  — дисперсия,  $\sigma$  — среднеквадратическая погрешность,  $\sigma_m$  — среднеквадратическое отклонение оценки  $y^*$ . Для доверительной вероятности  $\beta = 0,9$  определялась величина доверительного интервала.

Формула, использовавшаяся для оценки доверительного интервала, справедлива лишь для нормального (гауссовского) закона распределения. Соответствие закона распределения экспериментальных данных нормальному закону распределения было оценено с помощью критерия Пирсона [3]. Найденные значения вероятностей изменяются от 0,2 до 0,7. На практике, при значении  $P > 0,1$  [3] можно считать, что предположение о нормальном законе распределения не противоречит экспериментальным данным.

Использование записей землетрясений дало возможность изучить кажущиеся скорости продольных волн практически для всех азимутов распространения колебаний. В зависимости от направления распространения кажущаяся скорость продольной волны изменяется от 5,2 до 7,4 км/с.

Полученные зависимости  $v^*$  от азимута приемник—источник в общем не позволяют сделать вывод об анизотропных свойствах изучаемых сред, поскольку существенно зависят от рельефа поверхности фундамента. По материалам КМПВ для площади Джавахетского нагорья составлена карта поверхности доюрского фундамента масштаба 1:200 000 с сечением изогипс через 500 м<sup>1</sup>. В южной части площади она дополнена наблюдениями МОВЗ [8]. Для фундамента Джавахетского

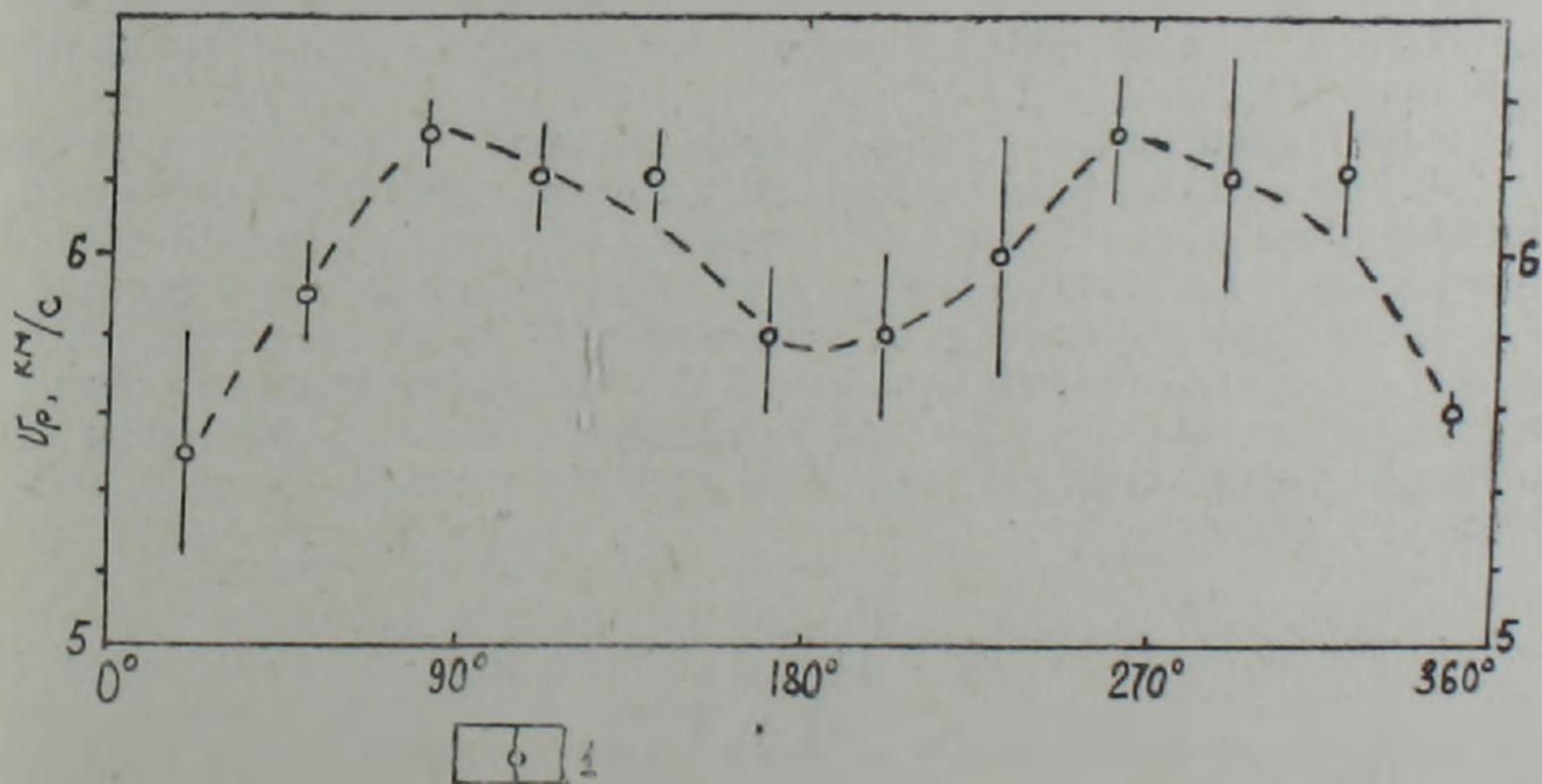


Рис. 3. Сводные графики зависимости скорости распространения продольной волны в фундаменте от азимута распространения колебаний. I — среднее арифметическое значение скорости и доверительный интервал.

<sup>1</sup> Данные Л. Я. Уголева, Т. Г. Какабадзе, И. И. Левочкиной, В. Д. Киренчева, Н. А. Зайцевой.

нагорья характерно сложное строение с чередованием приподнятых и опущенных блоков. По данным сейсмических исследований, средняя скорость продольных волн в толще, покрывающей кристаллическое основание, составляет 3,5 км/с.

Учет рельефа фундамента осуществлялся следующим образом. Для выбранного направления, проходящего через станции, по записям которых определялась  $v^*$ , по карте масштаба 1:200 000 составляли разрез поверхности фундамента. Далее рассчитывались теоретические годографы преломленных волн от фундамента, по которым определялась кажущаяся скорость. Варьируя величиной граничной скорости, добивались наилучшего совпадения ( $\pm 0,05$  км/с) с экспериментальным значением  $v^*$ . На рис. 3 приведены значения  $v_p$ , полученные путем осреднения всех величин скоростей в каждом направлении. Как видно из рис. 3, скорости варьируют от 5,5—5,6 до 6,3 км/с.

### Разность времен пробега волн $S_1$ и $S_2$ ( $\Delta t_{S_1-S_2}$ )

Как уже упоминалось, при распространении сейсмических волн через анизотропную среду образуются две разнополяризованные поперечные волны. Это явление называется двойным акустическим преломлением. Указанное свойство используется для изучения анизотропных свойств среды на пути от источника к регистрирующей станции. Задержка между вступлениями поперечных волн с разной поляризацией является результатом различия их скоростей и зависит от длины пути, проходимого волной в анизотропной среде, и степени анизотропии среды.

Для изучения величины  $\Delta t_{S_1-S_2}$  использовались сейсмограммы местных землетрясений, очаги которых расположены внутри полигона. Интерпретировались записи, на которых  $S$ -волны распространяются как прямые. Эпицентральные расстояния до точек наблюдения изменялись от 2—5 до 30—40 км, глубины очагов от 3 до 15 км. Ввиду сложной поляризации поперечных волн, отбирались только те сейсмограммы, на которых  $S$ -волна уверенно выделяется на всех трех компонентах. Определялись времена первых вступлений, а затем вычислялась величина  $\Delta t_{S_1-S_2}$ .

Экспериментальные данные представляют собой набор величин  $\Delta t_{S_1-S_2}$  по каждой точке наблюдения, которые являются функцией по крайней мере трех параметров: азимута подхода колебаний ( $\alpha$ ), эпицентрального расстояния ( $\Delta$ ) и угла, образуемого лучом с вертикалью ( $i$ ). При обработке материала использовался метод стереографических проекций, предложенный в работе [17]. Экспериментальные значения откладываются на сетке Вульфа в функции углов  $\alpha$  и  $i$ , при этом предварительно наблюденные данные приводятся к одной длине пробега—10 км по формуле:

$$\Delta t(10) = \frac{\Delta t_{S_1-S_2} \cdot 10}{\sqrt{h^2 + \Delta^2}}, \quad (3)$$

где  $\Delta t(10)$ —величина запаздывания на пути пробега 10 км,  $\Delta t_{S_1-S_2}$ —наблюденная величина запаздывания,  $h$ —глубина очага,  $\Delta$ —эпицентральное расстояние. Угол  $i$ , образуемый лучом с вертикалью, определялся как

$$i = \arcsin \frac{\Delta}{\sqrt{h^2 + \Delta^2}} \quad (4)$$

Формула может давать искажения при наличии преломления на поверхности фундамента. Сравнение углов подхода, рассчитанных по формуле (4) с учетом преломления, показало, что ошибки не превышают  $\pm 2-3^\circ$ .

При анализе экспериментальных данных величины  $\Delta t_{s_1-s_2}$ , разделяли на группы в зависимости от азимута ( $\alpha$ ) и угла, образуемого лучом с вертикалью ( $i$ ). Шаг изменения по углу составлял  $20^\circ$ , при этом допускалось отклонение  $\pm 15^\circ$  ( $20-50^\circ$ ,  $40-70^\circ$ ,  $60-90^\circ$ ). Шаг изменения по азимуту был равен  $30^\circ$ , отклонение от выбранного направления  $\pm 20^\circ$  ( $0-40^\circ$ ,  $30-70^\circ$ ,  $60-100^\circ$  и т. д.). В связи с малым количеством определений для небольших углов  $i=20-50^\circ$  шаг по азимуту составлял  $90^\circ$ . Таким путем сетка Вульфа была разбита на 28 ячеек. Каждая ячейка заполнялась данными о запаздываниях, собранными со всех точек наблюдения. Затем находилась средняя величина  $\Delta t$  (10) и определялся доверительный интервал для доверительной вероятности 0.9 (табл. 1). Средние значения нанесены на сетку Вульфа в координатах  $\alpha$ ,  $i$  и по ним проведены линии равных времен (рис. 4). Средние значения  $\Delta t$  (10) изменяются от 0,03 до 0,38 с. Наименьшие погрешности отмечаются при  $i=60-90^\circ$ , максимальные при  $i=20-50^\circ$ .

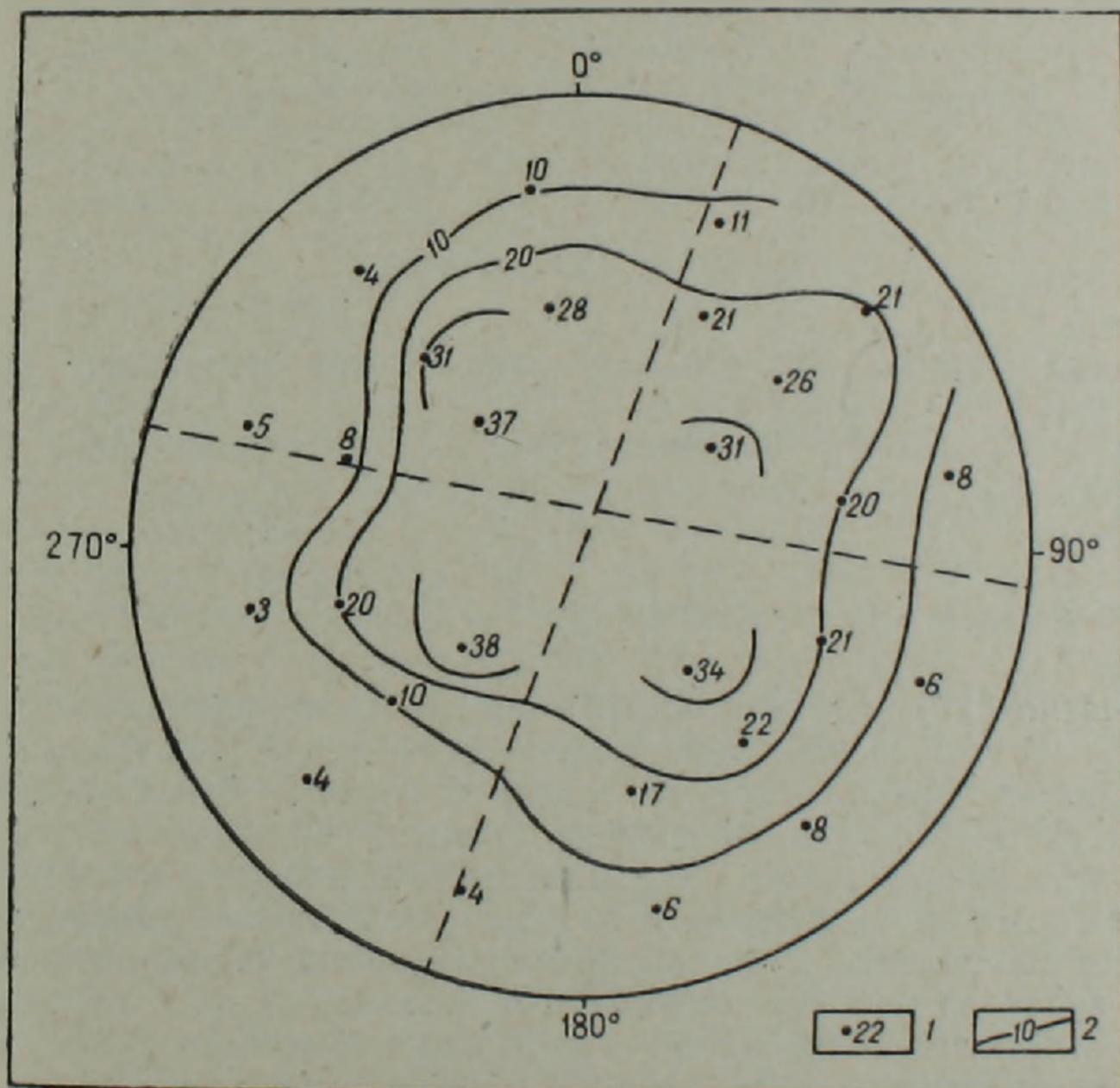


Рис. 4 Экспериментальные стереографические проекции относительных запаздываний ( $\Delta t_{s_1-s_2}$ ), приведенные к пути пробега 10 км. 1—средняя величина  $\Delta t(10) \times 100$ ; 2—изолинии равных времен  $\Delta t(10) \times 100$ .

На рис. 4 показана стереограмма запаздываний поперечных волн для площади Джавахетского нагорья. Отмечается вполне закономерное поведение изолиний равных времен  $\Delta t(10)$ . Область низких значений расположена в периферической части стереограммы, максимальные значения тяготеют к центру окружности.

Таблица 1

$l$ град	$\overline{\Delta t(10)}$ , сек.	$n$	$\overline{D}$ , сек <sup>2</sup>	$I$ , сек	$l$ , град.	$\overline{\Delta t(10)}$ , сек.	$n$	$\overline{D}$ , сек <sup>2</sup>	$I$ сек
1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
Азимут 20°					Азимут 200°				
75	0.11	58	0.006	0.02	75	0.04	56	0.001	0.01
55	0.21	30	0.009	0.03					
Азимут 50°					Азимут 230°				
75	0.21	65	0.02	0.03	75	0.04	108	0.003	0.01
55	0.26	26	0.02	0.05	55	0.1	8	0.003	0.03
35	0.31	20	0.007	0.03	35	0.38	4	0.018	0.11
Азимут 80°					Азимут 260°				
75	0.08	60	0.003	0.01	75	0.03	60	0.001	0.01
55	0.2	15	0.02	0.05	55	0.2	5	0.005	0.05
Азимут 110°					Азимут 290°				
75	0.06	73	0.005	0.01	75	0.05	38	0.002	0.01
55	0.21	12	0.005	0.03	55	0.08	5	0.014	0.09
Азимут 140°					Азимут 320°				
75	0.08	69	0.05	0.01	75	0.04	52	0.001	0.01
55	0.22	10	0.002	0.02	55	0.31	5	0.016	0.09
35	0.34	7	0.028	0.1	35	0.37	8	0.014	0.07
Азимут 170°					Азимут 350°				
75	0.06	32	0.003	0.02	75	0.1	33	0.008	0.02
55	0.17	4	0.004	0.05	55	0.28	15	0.015	0.09

Согласно [17] величина  $\Delta t(10)$  зависит от степени анизотропности (трещиноватости) среды и может быть использована для сравнительной характеристики свойств горных пород в разных точках наблюдения. Для каждой точки была определена средняя величина  $\Delta t(10)$  (табл. 2), при этом использованы все землетрясения, эпицентральное расстояние до которых не превышало 30 км. Средние значения приписаны каждой точке наблюдения и по ним проведены линии равных времен (рис. 5). Как видно из рис. 5, максимальные значения  $\Delta t(10)$  отмечаются в центральной части полигона, в области наибольшего скопления эпицентров землетрясений.

Таблица 2

Индекс точки	$\Delta t(10)$ , с	$n$	$D$ , с <sup>2</sup>	$I$ , с	Индекс точки	$\Delta t(10)$ , с	$n$	$D$ , с <sup>2</sup>	$I$ , с
ГР	0.18	64	0.024	0.03	РД	0.23	3	0.026	0.13
БГ	0.12	29	0.007	0.03	БК	0.07	39	0.003	0.01
ШК	0.05	64	0.001	0.01	ГЛ	0.07	8	0.002	0.02
СР	0.22	84	0.019	0.02	АР	0.17	16	0.009	0.04
ТР	0.06	58	0.002	0.01	ДМ	0.07	86	0.002	0.01
ЗГ	0.17	49	0.026	0.04	ВЛ	0.13	25	0.004	0.02
АХ	0.05	57	0.001	0.01	СТ	0.04	23	0.001	0.01
ВВ	0.15	5	0.028	0.12					



Рис. 5 Схема районирования территории Джавахетского нагорья по величине  $\Delta t$  ( $10$ )  $\times 100$ . 1—пункт наблюдения и среднее значение  $\Delta t$  ( $10$ )  $\times 100$ ; 2—эпицентры землетрясений, зарегистрированные в период наблюдения, 3—изохроны  $\Delta t$  ( $10$ )  $\times 100$  в сек.

### Обсуждение результатов

На основании выполненных исследований удалось установить следующее:

1. При эпицентральных расстояниях 20—100 км скорости продольных волн, связанных с верхней частью кристаллического фундамента, зависят от направления распространения колебаний. Скорость изменяется от 5,5 до 6,3 км/с.

2. На сейсмограммах местных землетрясений выделяются две поперечные волны  $S_1$  и  $S_2$ , различно поляризованные и распространяющиеся с разными скоростями. Времена запаздывания поперечной волны  $S_2$  относительно  $S_1$  зависят от эпицентрального расстояния и направления распространения колебаний. На стереограмме запаздывания максимальные значения  $\Delta t$  ( $10$ ) отмечаются в центральной части круга, минимальные — по периферии.

Результаты, полученные по продольным волнам, характеризуют собой распределение скоростей в кристаллических породах на глубине порядка 2—5 км. В то же время данные о распределении величины  $\Delta t_{s_1-s_2}$  несут на себе суммарное влияние анизотропии как кристаллических, так и осадочных пород. Этим, по-видимому, и объясняется различие результатов, полученных по продольным и поперечным волнам. Глубинные разломы, связанные с кристаллическим фундаментом, имеют близширотное простирание. В этом же направлении скорость распространения Р-волн максимальна. Известно [15], что система ориентированных трещин вызывает анизотропию трансверсально-изотропного типа, для которой Р-волны имеют наибольшую скорость в направлении ориентации трещин. Можно считать поэтому, что причиной анизотропии пород кристаллического фундамента является трещиноватость, ориентированная в близширотном направлении.

Распределение величины  $\Delta t$  ( $10$ ) на стереограмме нельзя объяснить

наличием только одной системы трещин. На ней выделяются два, примерно ортогональных, направления, одно из которых близко к ориентации трещин в фундаменте. По-видимому, второе направление трещиноватости присуще только осадочным отложениям.

Различие во временах регистрации волн  $S_1$  и  $S_2$  зависит от степени трещиноватости пород. Отсюда можно заключить, что наибольшая трещиноватость присуща породам, залегающим в центральной части исследуемой площади. Не случайно, по-видимому, эта же зона характеризуется наибольшей сейсмической активностью. Проведенные исследования позволяют утверждать также, что трещины пронизывают горные породы до глубин не менее, чем 5—6 км.

Институт физики Земли АН СССР

Поступила 26.XII. 1984.

Գ. Վ. ԵԳՈՐԿԻՆԱ

ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԱՅԻՆ ԱՆԻՔՆԵՐԻ ԱՐԱԳՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԻՄՈՒՏԱՅԻՆ  
ՓՈՓՈԽՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԵՎ ՃԵՂՔՎԱԾՔԱՎՈՐՈՒԹՅՈՒՆԸ ԶԱՎԱԽՔԻ  
ԲԱՐՁՐԱՎԱՆԴԱԿԻ ԱՊԱՐՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Տեղական երկրաշարժերի սեյսմոգրամների վերլուծությունը ցույց է տվել, որ Զավախքի բարձրավանդակի բյուրեղային հիմքի վերին մասում երկայնակի ալիքների արագություններն էականորեն կախված են տատանումների տարածման ուղղությունից: P-ալիքների արագությունների տարբերությունը զանազան ուղղություններով հասնում է 600—800 մ/վ: Դրանից զատ, առանձնացվել են երկու տարբեր ուղղություններով բևեռացած լայնակի ալիքներ, որոնք տարածվում են միևնույն ճանապարհով, սակայն տարբեր արագությամբ: Այդ ալիքների գրանցման ժամանակների տարբերությունը նույնպես կախված է ընդունիչ-աղբյուր գծի ազիմուտից: Արագությունների անհամասեռության առավել հավանական պատճառը հանդիսանում է Զավախքի բարձրավանդակի ապարների կողմնորոշված ճեղքվածքավորությունը:

G. V. YEGORKINA

SEISMIC WAVES VELOCITIES AZIMUTHAL VARIATIONS AND  
JOINTING OF THE DJAVAKHK HIGHLAND ROCKS

A b s t r a c t

The analysis of local earthquakes seismographic records has shown that the longitudinal waves velocities in the upper part of the Djavakhk highland crystalline foundation considerably depend on the spreading oscillations direction. The difference of P-waves velocities in various directions makes about 600—800 m/sec. Besides that, two differently polarized transversal waves are observed, which spread by the same ways but with

various velocities. The difference in the entering time of those waves also depend on the azimuth of receiver-source line. The more possible reason of velocities anisotropy is the oriented jointing of the Djavakhk highland rocks.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ананян Э. В., Алтунян А. З., Азизбеков М. С. Крупная трещиноватость пород центральной части Гугарацких гор. Изв. АН АрмССР, сер. Науки о Земле, № 1, 1977.
2. Барина А. Я., Матвеева Н. Н. О скоростных разрезах земной коры северной части Таджикской депрессии. В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. Наука, М., 1974.
3. Вентцель Е. С. Теория вероятностей. Наука, М., 1964.
4. Вольвовский И. С., Егоркина Г. В., Попов Е. А. Результаты комплексной интерпретации материалов детальных сейсмологических наблюдений на прогностических полигонах Средней Азии и Кавказа. Вулканология и сейсмология, № 5, 1982.
5. Егоркин А. В., Егоркина Г. В. Поперечные волны при глубинных исследованиях. Геология и геофизика, № 6, 1980.
6. Егоркина Г. В., Ракитов В. А., Гаретовская И. В., Егорова Л. М. Анизотропия скоростей сейсмических волн и напряженное состояние земной коры на территории Армении. Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, № 8, 1977.
7. Егоркина Г. В., Кац С. М., Михайлова Н. Г., Ракитов В. А. Поляризационный анализ поля сейсмических волн, регистрируемых станциями «Земля», Прикладная геофизика, вып. 93, 1978.
8. Егоркина Г. В. Структура земной коры и верхней мантии Малого Кавказа (Армения) по данным обменных волн. В кн. Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Изд. Наукова Думка, Киев, 1978.
9. Лукк А. А., Нерсесов И. Л. Строение верхней части оболочки Земли по наблюдениям над землетрясениями с промежуточной глубиной очага. ДАН СССР, т. 162, № 3, 1965.
10. Паффенгольц К. Н. Кавказ-Карпаты-Балканы. Изд. АН АрмССР. Ереван, 1971.
11. Рац М. В., Чернышев С. Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. Изд. Недра, М., 1970.
12. Урупов А. К., Егоркина Г. В. Поляризация поперечных волн, регистрируемых аппаратурой «Земля» и использование ее для изучения трещиноватости среды. Прикладная геофизика, вып. 102, 1982.
13. Backus G. E. Possible forms of seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. J. Geoph. Res. v. 70, 1965.
14. Bezgodkov V. A., Yegorkina G. V. Experimental study of the anisotropy of longitudinal and transverse waves from local earthquake records. Geophys. J. R. Astr. Soc. 76, 1984.
15. Crampin S. Seismic-wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic. Geophys. J. R. Astr. Soc. 53, 1978.
16. Crampin S., Evans R., Ucer B., Doyle M., Davis P., Yegorkina G., Miller A. Observation of dilatancy-induced polarization anomalies and earthquake prediction, Nature, v. 286, 5776, 1980.
17. Crampin S. and Mc Gonigle R. The variation of delays in stress induced anisotropic polarization anomalies. Geophys. J. R. Astr. Soc. 64, 1981.
18. Gupta I. Premonitory variations in S-wave velocity anisotropy before earthquakes in Nevada, Science, 182, 1973.
19. Keith C. and Crampin S. Seismic body waves in anisotropic media: synthetic seismograms. Geophys. J. R. Astr. Soc. 49, 1977.