ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. սերիա XII, № 6, 1959 Серия геологич. и географич. наук

ГЕОФИЗИКА

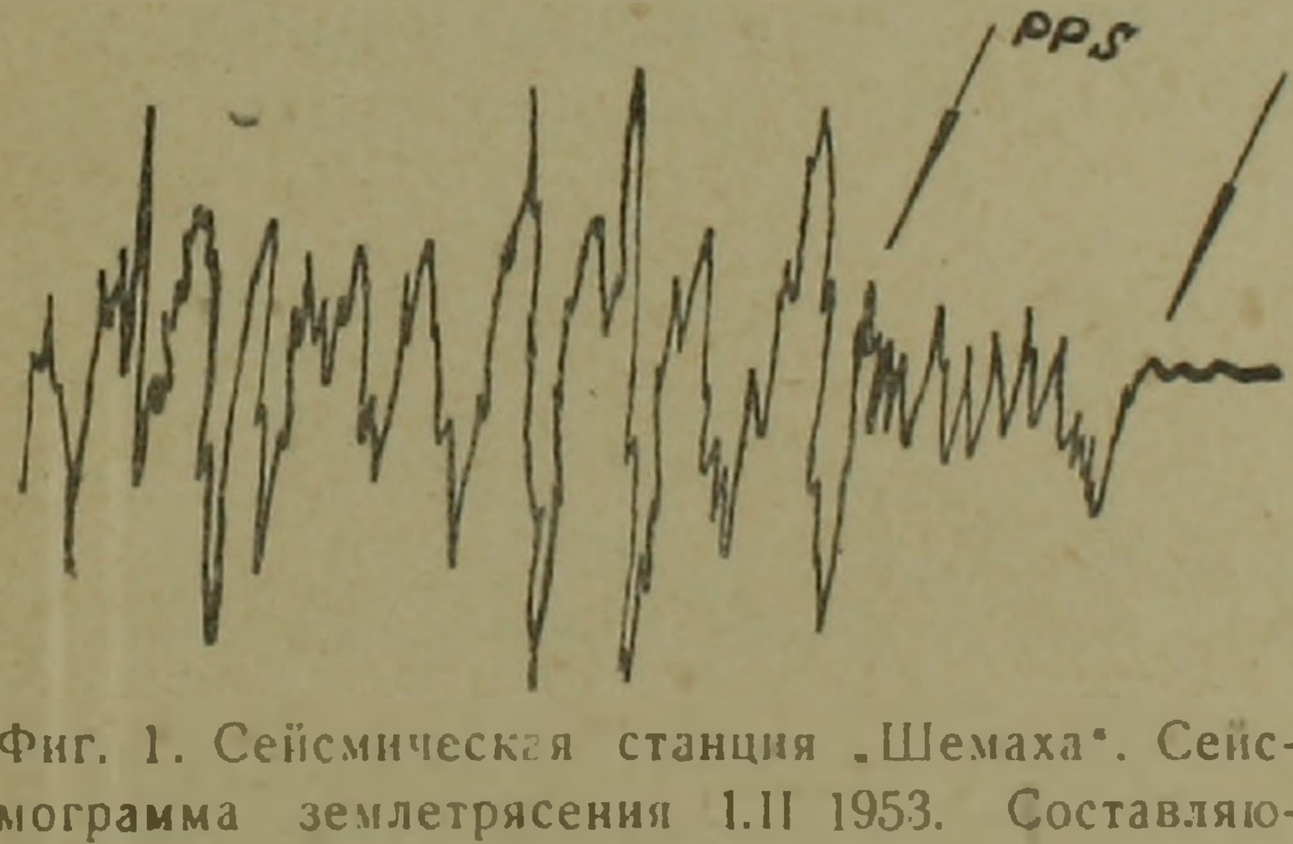
Н. К. КАРАПЕТЯН

# НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗАПИСИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ МАЛОГО КАВКАЗА

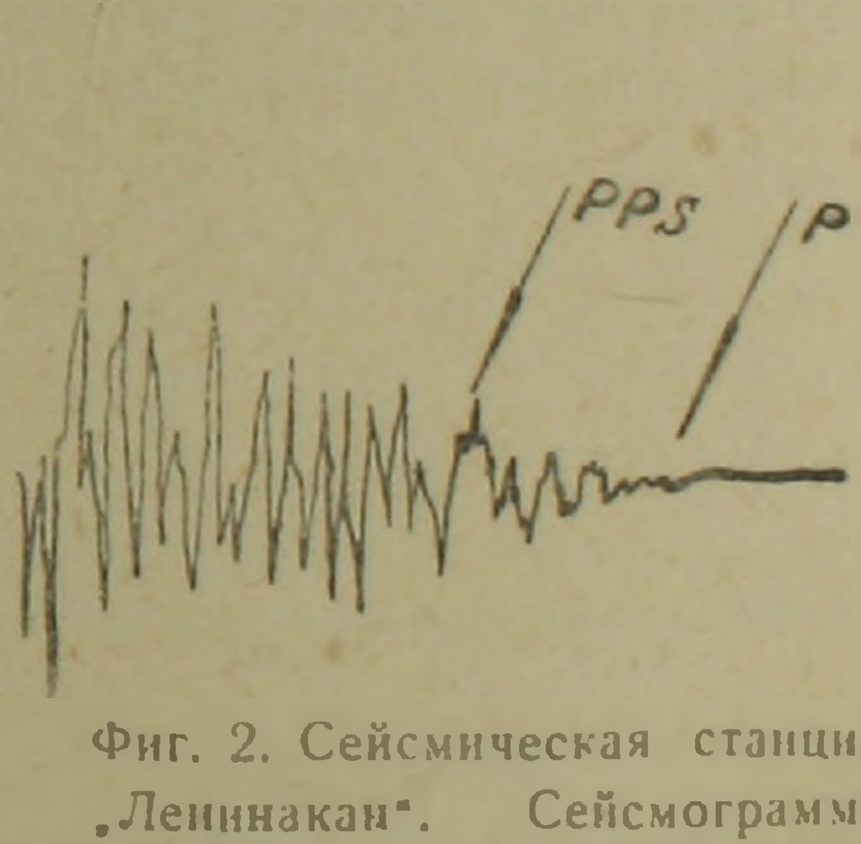
На записях близких землетрясений наряду с вступлениями известных волн часто отмечаются вступления, природа которых неизвестна. Расшифровка этих вступлений, а именно установление их свойств. характера и происхождения имеет большое значение как для изучения внутреннего строения земли, так и для определения сейсмических элементов (времени в очаге, глубины очага, координат эпицентра землетрясения).

Оборудование большинства станций Кавказа однотипной широкополосной аппаратурой Д. П. Кирноса сделало возможным применение корреляционных принципов при выделении неизвестных волн.

При изучении записи землетрясения 1.II 1953 г. (Малый Кавказ) кавказскими станциями, нами было отмечено, что на станциях „Ленинакан", „Шемаха" и „Кировабад" вступлению *S* предшествует довольно интенсивное вступление неизвестной волны (фиг. 1, 2).



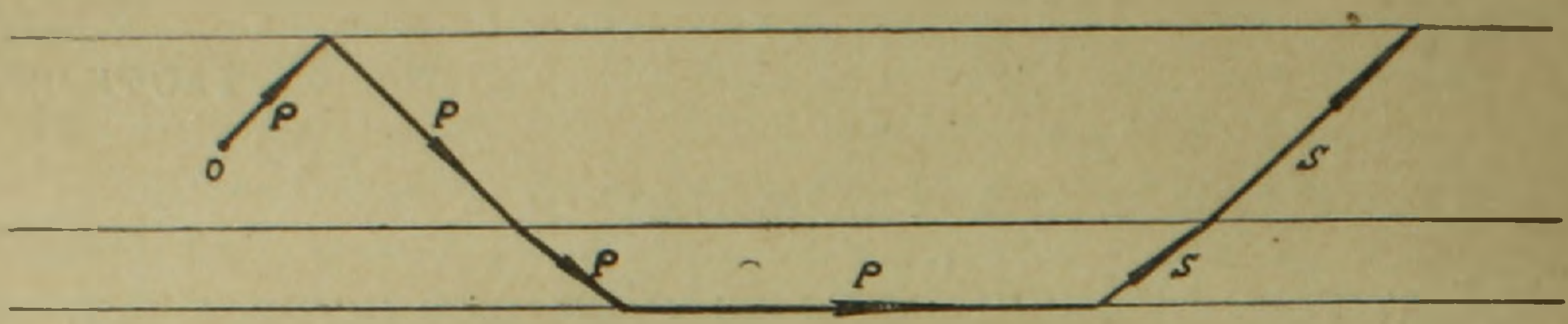

Фиг. 1. Сейсмическая станция „Шемаха". Сейсмограмма землетрясения 1.II 1953. Составляющая *Z*.




Фиг. 2. Сейсмическая станция „Ленинакан". Сейсмограмма землетрясения 1.II 1953. Составляющая *В—З*.

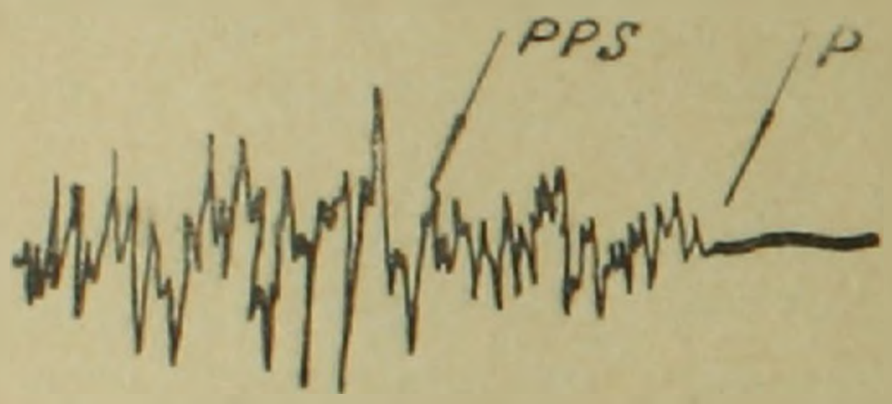
При подробном анализе этих вступлений оказалось, что: а) период этой волны больше периода волны *P* и меньше периода волны S; б) разность вступлений этой волны и *P* для данного землетрясения величина постоянная; в) разность вступлений этой волны и S зависит от эпицентрального расстояния; г) кажущаяся скорость этой волны оказалась равной 7,94 *км/сек*. Все это дало основание нам сделать предположение о том, что отмеченная волна является волной *PPS*, путь распространения которой следующий (фиг. 3): волна выходит из очага как продольная, отражается от

земной поверхности, падает на границу базальт-ультрабазальт и, как продольная, распространяясь вдоль этой границы, выходит как поперечная.

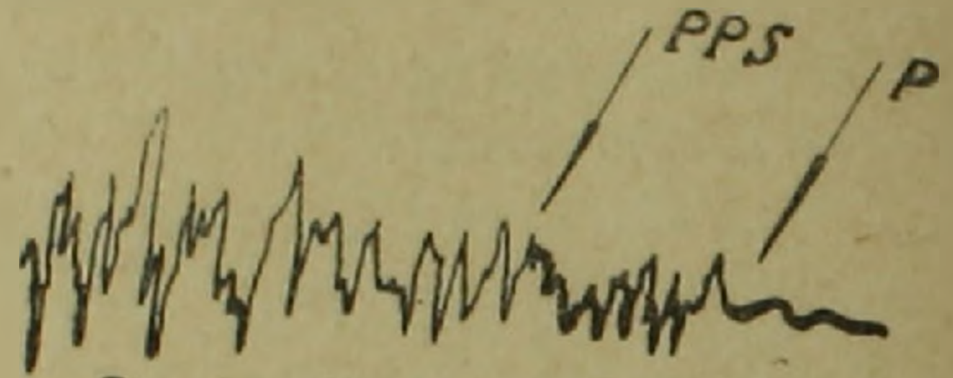



Фиг. 3. Схема распространения волны *PPS* в земной коре.

Вступление волны *PPS* было отмечено также на записях других землетрясений (фиг. 4, 5). Однако, для построения экспериментального годографа данных оказалось недостаточно. Используя полученные нами значения мощностей слоев земной коры [2] и скорости распро-

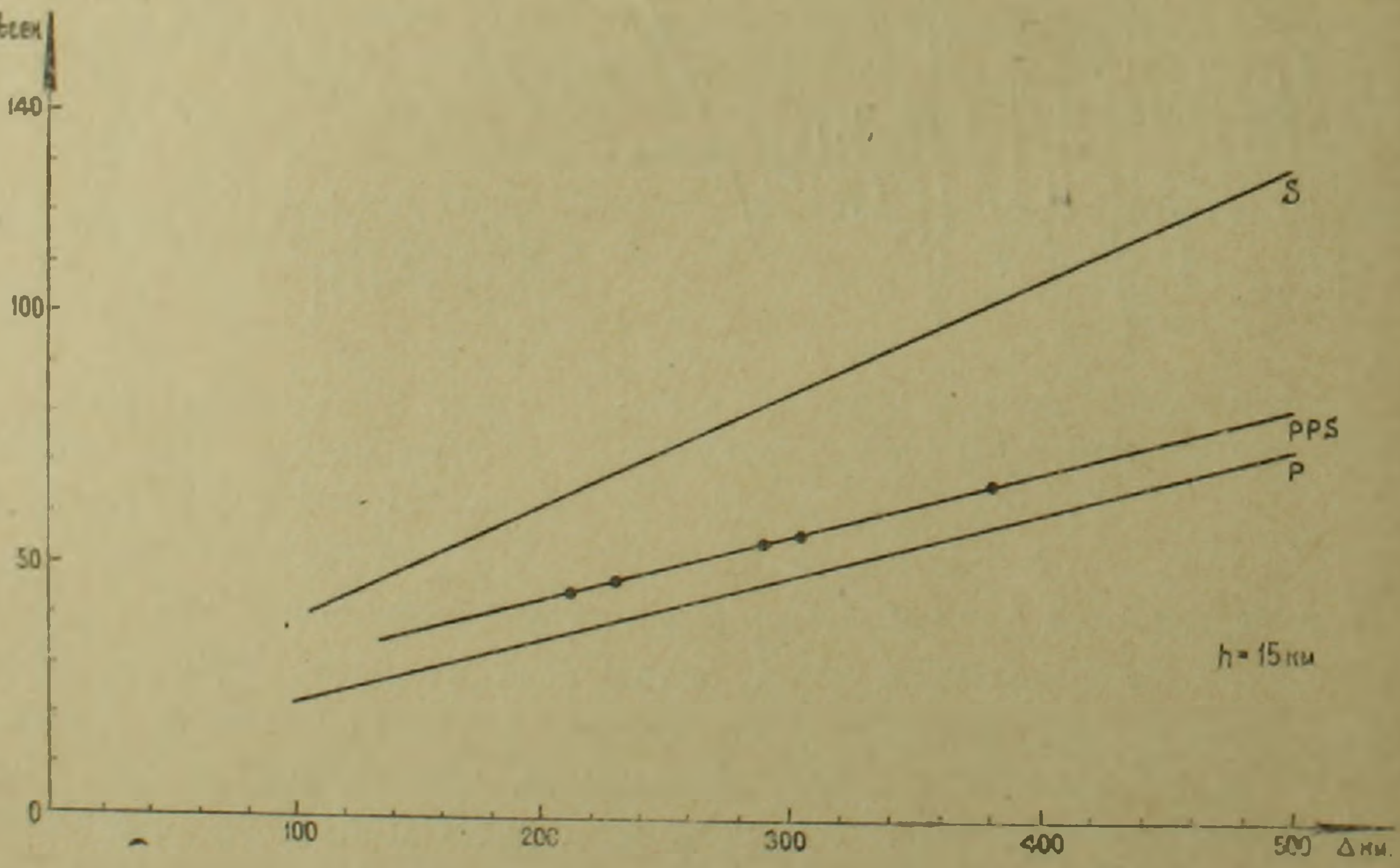



Фиг. 4. Сейсмическая станция „Кировабад". Сейсмограмма землетрясения 8.IX 1952. Составляющая *С—Ю*.




Фиг. 5. Сейсмическая станция „Махачкала". Сейсмограмма землетрясения 22.X 1953. Составляющая *В—З*.

странения продольных и поперечных волн [2], был рассчитан теоретический годограф для этой волны (фиг. 6). Имеющиеся данные, показанные на фиг. 6 в виде точек, хорошо согласуются с этим годографом.




Фиг. 6. Годограф сейсмических волн.

Как уже было отмечено, кажущаяся скорость волн *P* и *PPS* одна и та же. Следовательно, разность времен $t_{pps} - t_p$ не зависит от

эпицентрального расстояния и при заданном строении земной коры зависит, исключительно, от глубины залегания очага землетрясения. При принятых мощностях слоев земной коры и наличии разности $t_{pps}-t_p$, глубина залегания очагов землетрясений Малого Кавказа просто определяется из уравнения

$$h = \frac{t_{pps} - t_p}{0{,}26} - 15{,}04 \qquad (1)$$

где $t_{pps}$ — время вступления волны $PPS$,

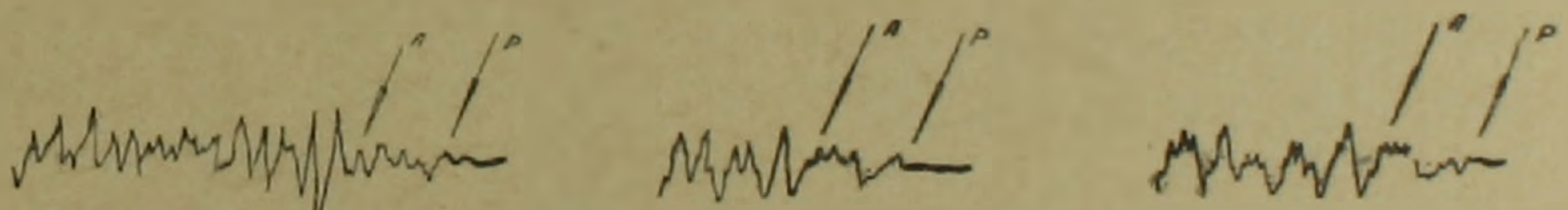
$t_p$ — время вступления волны $P$.

По полученной для Малого Кавказа формуле [1] была определена глубина залегания очага землетрясения 1.II 1953 г. По данным станций „Шемаха", „Ленинакан" и „Кировабад" глубина залегания очага этого землетрясения оказалась равной 57 *км*.

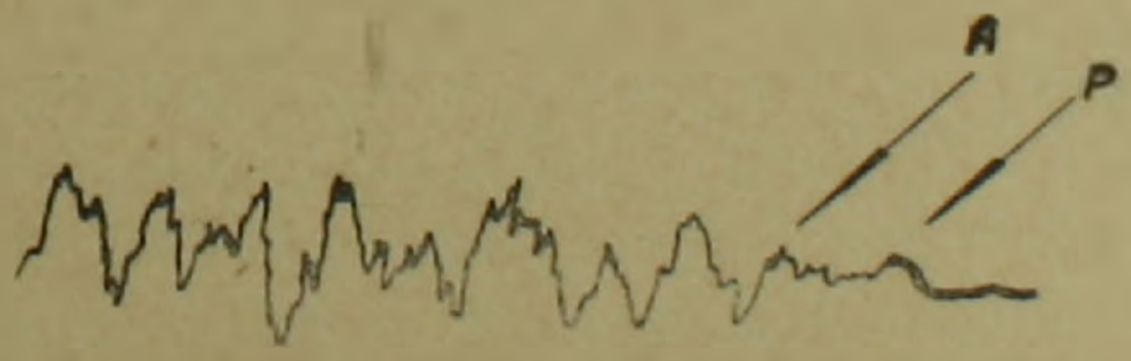
Определение глубины залегания очага землетрясения по этому способу является целесообразным, так как, имея на одной только станции разность времен $t_{pps} - t_p$, можно достаточно точно определить глубину очага. При этом на точность определения не сказывается плохая служба времени. При известной же глубине залегания очага по этой разности можно определить мощности слоев земной коры.

Таким образом, выявленную на записях Кавказских землетрясений волну $PPS$ можно эффективно использовать при обработке сейсмических наблюдений.

На сейсмограммах Кавказских станций удалось проследить вступление длиннопериодной волны $A$ (фиг. 7, 8, 9), отмеченной ранее



Фиг. 7. Сейсмическая станция „Кировабад". Сейсмограммы землетрясения 14.II 1953. а—составляющая $Z$: б—составляющая $B-З$; с—составлящщая $Ю-С$.




Фиг. 8. Сейсмическая станция „Ереван". Сейсмограмма землетрясения 22.III 1953. Составляющая $Z$.

В. М. Архангельской [1]. Нами рассмотрены десять случаев записи этой волны (табл. 1).

В рассмотренных случаях волна $A$ вступает через 1—9 *сек.* после вступления волны $P$. При этом разность $A - P$ не находится в прямой зависимости от эпицентрального расстояния. Например, при

$\Delta = 1070$ *км* (землетрясение 22.X 1952 г. 17 ч.) $A - P = 2$ *сек*, а при $\Delta = 300$ *км* (землетрясение 22.III 1953 г. 19 ч.) $A - P = 4$ *сек*. Интенсивность волны $A$ зависит от эпицентрального расстояния. Так, при $\Delta = 150$ *км* (землетрясение 1.II 1953 г. 18 ч.) волна $A$ значительно интенсивнее, чем при $\Delta = 270$ *км* (землетрясение 1.II 1953 г. 18 ч.).

Фиг. 9. Сейсмическая станция „Горис". Сейсмограммы землетрясения 1.II 1953 г. а—составляющая $Z$; б—составляющая $B-З$; с—составляющая $С-Ю$.

*Таблица 1*

| №№ п/п | Дата землетрясения: число, месяц, год, час. | Станция | Эпицентральн. расстоян. *км* | Азимут | Азимут определ. по волне $A$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 22.X 1952 г. 17 ч. | Кировабад | 1070 | 68 | 66 |
| 2 | 26.X 1952 г. 6 ч. | Кировабад | 40 | — | 45 |
| 3 | 23.XII 1952 г. 1 ч. | Грозный | 100 | 144 | — |
| 4 | 23.XII 1952 г. 3 ч. | Грозный | 110 | 146 | — |
| 5 | 1.II 1953 г. 18 ч. | Кировабад | 270 | 17,5 | 18 |
| 6 | 1.II 1953 г. 18 ч. | Ереван | 220 | 22 | 23 |
| 7 | 14.II 1953 г. 20 ч. | Ереван | 200 | 24 | 25 |
| 8 | 1.II 1953 г. 18 ч. | Горис | 150 | 30,5 | 32 |
| 9 | 14.II 1953 г. 20 ч. | Кировабад | 335 | 43,0 | 42 |
| 10 | 22.III 1953 г. 19 ч. | Ереван | 300 | 63,5 | 63 |

Интересно отметить, что волна $A$ прослеживается уже начиная с эпицентрального расстояния $\Delta = 40$ *км* (землетрясение 26.X 1952 г. 6 ч.). Наибольшее эпицентральное расстояние в рассмотренных случаях $\Delta = 1070$ *км*. Волна $A$ записывается во всех азимутах, однако в зависимости от азимута на эпицентр она отчетливее и интенсивнее записывается на той или иной составляющей. Так, при близком к северу или югу направлении на эпицентр волна $A$ отчетливее и интенсивнее записывается на составляющей $С-Ю$, а при близком к западу или востоку направлении на эпицентр волна $A$ отчетливее и интенсивнее записывается на составляющей $З-В$. Исключение составляют записи двух землетрясений (23.XII 1952 г. 1 ч. и 3 ч.) станций „Грозный". Азимут на эпицентр со станции „Грозный" для первого земле-

трясения 144°, для второго 146°. Однако, вступление волны *A* на составляющих *С—Ю* и *В—З* отсутствует, а на вертикальной составляющей имеется отчетливая запись волны *A*.

Волна *A* регистрируется не всегда в чистом виде, так как происходит наложение на нее вступившей ранее волны *P* (фиг. 9).

Как показывает анализ рассмотренных случаев, образование правильной синусоидальной волны *A* не связано с эпицентральным расстоянием, а по-видимому, обусловлено особенностями очага данного землетрясения.

В зависимости от эпицентрального расстояния период волны *A* в рассматриваемых случаях изменяется от 2 до 7,5 *сек*.

По максимальному смещению волны *A*, как показала В. М. Архангельская [1], достаточно точно определяется азимут на эпицентр. В рассмотренных нами примерах в семи случаях удалось определить азимут на эпицентр, при этом отклонение полученных азимутов от истинных не превышает 2° (табл. 1).

По найденным таким путем азимутам можно определить эпицентр землетрясения. Нами был определен эпицентр землетрясения 1.II 1953 г. 18 ч. по азимутам на эпицентр со станций „Ереван", „Кировабад", „Горис", полученным по максимальным смещениям в волне *A*. При этом полученные координаты эпицентра мало отличаются от координат полученных по объемным волнам (долготы совпадают, а широты отличаются на 0,1°). Природа этой волны остается неясной.

Тем не менее использование этой волны для определения координат эпицентра при нечетких вступлениях волны *P* является возможным и целесообразным.

Поэтому в возможных случаях на записях землетрясений необходимо отмечать вступление этой волны и использовать при обработке сейсмических наблюдений.

Институт стройматериалов и сооружений
Министерства строительства Армянской ССР

Поступила 9 VI 1959.

Ն. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

## ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ԳՐԱՆՑՄԱՆ ՈՐՈՇ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

### Ա մ փ ո փ ո ւ մ

*Փոքր Կովկասի երկրաշարժերի գրանցումները ուսումնասիրելիս հեղինակի կողմից հայտնաբերված է նոր տիպի ալիք՝ PPS։ Նա առաջվում է երկրաշարժի օջախից իբրև երկայնական ալիք, որպես այդպիսին ընկնում է բազալտ — ուլտրաբազալտային շերտի սահմանի վրա ու տարածվում է նրա երկայնությամբ, իսկ դուրս է գալիս շերտից իբրև ընդլայնական ալիք։ PPS և P ալիքների տարածման թվացող արագությունը միևնույնն է։*

Այդ պատճառով նշված ալիքների տարածման ժամանակների տարբերությունը կախված չէ երկրաշարժի էպիկենտրոնային հեռավորությունից: Ստացված է բանաձև, որը արտահայտում է $t_{pps} - t_p$ տարբերության կախումը փոքր Կովկասի երկրաշարժերի օջախների խորությունից: Օգտվելով այդ բանաձևից որոշված է 1953 թ 1. II երկրաշարժի օջախի խորությունը:

Հաջողվել է Կովկասի սեյսմիկ կայանների սեյսմոգրամմանների վրա հայտնաբերել առաջներում Վ. Մ. Արխանգելսկայայի կողմից նկատված երկար պարբերության A ալիքը:

Այդ ալիքի մաքսիմալ շեղումների միջոցով գտնված է մի շարք երկրաշարժերի էպիկենտրոնների ազիմուտը: Ըստ որում որոշման սխալը չի գերազանցում 2%-ից:

Այս ճանապարհով հաշված ազիմուտների միջոցով գտնված է 1953 թ 1 II երկրաշարժի էպիկենտրոնը:

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Архангельская В. М.* Об использовании волны нового типа в определении азимута эпицентра близкого землетрясения. Изв. АН Турк.ССР, № 5, 1954.
2. *Карапетян Н. К.* По поводу строения земной коры малого Кавказа по сейсмическим данным. Ученые записки Ер. Гос. Русского пединститута, т. V, 1955.
3. *Карапетян Н. К.* Годограф сейсмических волн Малого Кавказа. Изв. АН СССР сер. геофиз., № 1, 1956.