

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

**ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**  
**НАУКИ О ЗЕМЛЕ**  
**EARTH SCIENCES**



Журнал основан в 1943 г., выходит 6 раз в год  
на русском и армянском языках

#### ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ ԲՊԹ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան, տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Ռադայան, ՀՍՍՀ ԳԱ ԲՊԹ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Հ. Կարրիելյան (պատասխանատու խմբագիր), երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Ա. Ի. Կառապետյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. է. Խ. Ղուլյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Բ. Մ. Մելիքսերյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ռ. Տ. Միրիջանյան, է. Ա. Ռոստոմովա (պատասխանատու քարտուղար), ՀՍՍՀ ԳԱ ԲՊԹ.-անդամ Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆարամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Член-корр. АрмССР А. Т. Асланян, член-корр. АН АрмССР А. Б. Багдасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, академик АН АрмССР А. А. Габриелян (ответственный редактор), канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, доктор геол.-мин. наук А. И. Карпетян, канд. геол.-мин. наук Б. М. Меликсетян, канд. геол.-мин. наук Р. Т. Мириджанян, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), член-корр. АН АрмССР Г. И. Тер-Степанян, канд. геол.-мин. наук А. С. Фармазян (зам. ответственного редактора), канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

Խմբագրութեան հասցեն՝ 375019, Երևան 19, Մարշալ Բաղրամյանի պող., 24ա.

Адрес редакции: 375019, Ереван, 19, пр. Маршала Баграмяна, 24а

© Издательство АН Арм. ССР

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1986

**СОДЕРЖАНИЕ**

Э. Х. Гуляк. Некоторые особенности распространения фосфора в изверженных породах Армянской ССР . . . . .	3
А. И. Карапетян, О. П. Гуюмджян, Э. М. Налбандян. Закономерности размещения и происхождения кварцитов и опалитов Гомшатехского массива . . . . .	11
Ю. Г. Гукасян. Плагноклазы Арагацкого вулканического комплекса . . . . .	23
Г. В. Егоркина. Азимутальное изменение скоростей сейсмических волн и трещиноватость горных пород Джавахетского нагорья . . . . .	31
М. С. Бадалян, А. А. Киракосян, И. Б. Осипова. Границы раздела в земной коре Армении по сейсмическим данным . . . . .	42
А. Р. Аракелян, Ю. Ф. Копнищев, И. Л. Нерсесов. Картирование верхней мантии Альпийского пояса Евразии по поглощению короткопериодных поперечных волн . . . . .	52

**Краткие сообщения**

А. Х. Баграмян, С. М. Оганесян. О неоднородностях земной коры северо-западной части Армянской ССР по некоторым динамическим характеристикам близких землетрясений . . . . .	61
С. Р. Оганесян. К возможности использования данных повторных измерений (ГМП) для отбраковки пунктов, искаженных аномальными временными вариациями . . . . .	65
В. В. Нагапетян. Исследование пьезоостаточной намагниченности образцов горных пород Армянской ССР под действием давления . . . . .	69
Г. М. Гевондян. Исследование прохождения волн Лява через щель . . . . .	73
Е. Г. Завряян. Натурные измерения напряжений туннельных обделок . . . . .	76

**Рефераты**

Б. А. Назаретян. О рудной природе магнитных аномалий правобережья среднего течения р. Бндзор в районе Базумского железорудного месторождения. . . . .	78
---	----



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ  
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Է. Խ. Ղուկասյան. Ֆոսֆորի տարածման որոշ յուրահատկությունները Հայկական ՍՍՀ հրա- յին ապարներում . . . . .	3
Ա. Ի. Կառապետյան, Հ. Պ. Գույումճյան, Է. Մ. Լալբանդյան. Գոմշատեղի զանգվածի քվարցիտների և օպալիտների տեղադրման և առաջացման օրինաչափությունները . . . . .	11
Յու. Կ. Ղուկասյան. Արագածի հրաբխային համալիրի պլագիոկլազները . . . . .	23
Գ. Վ. Իզոբկինա. Երկրաշարժային ալիքների արագությունների ազիմուտային փոփոխու- թյունները ճեղքվածքավորությունը Ջավախքի բարձրավանդակի ապարներում . . . . .	31
Մ. Ս. Բաղդասյան, Ա. Ա. Կիրակոսյան, Ի. Բ. Օսիպովա. Հայաստանի երկրակեղևում բա- ժանման սահմաններն ըստ սեյսմիկ տվյալների . . . . .	42
Ա. Ռ. Առաքելյան, Յու. Ֆ. Կույնիչև, Ի. Լ. Ներսեսով. Եվրասիայի Ալպյան գոտու վերին պատյանի քարտեզագրումը կարճ պարբերություն ունեցող լայնակի ալիքների կլան- ման միջոցով . . . . .	52

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Ա. Խ. Բաղդասյան, Ս. Մ. Հովհաննիսյան. Հայկական ՍՍՀ հյուսիս-արևմտյան մասի երկրի կեղևի մասին ըստ մոտակա երկրաշարժերի որոշ դինամիկ բնութագրերի . . . . .	61
Ա. Ռ. Հովհաննիսյան. Անոմալ ժամանակավոր փոփոխակություններով ազավաղված կե- տերի խոտանման նպատակով կրկնակի չափումների տվյալների (ԳՄՊ) օգտագործ- ման հնարավորության շուրջ . . . . .	65
Վ. Վ. Լախապետյան. Հայկական ՍՍՀ ապարների նմուշների պիեզոմետրոգրային մագնի- սացվածության հետազոտումը ճնշման ազդեցության տակ . . . . .	69
Գ. Մ. Ղևոնդյան. Ճեղքի միջով կյավի ալիքների անցման հետազոտումը . . . . .	73
Ս. Կ. Ջավրիյան. Թունելների երեսարկումների լարվածությունների բնօրինական չափումները . . . . .	76

ՌԵՖԵՐԱՏՆԵՐ

Բ. Ա. Լուսաբեքյան. Բազումի երկաթի հանքավայրի շրջանում Բնձոր գետի միջին հոսանքի աջափնյակի մագնիսական անոմալիաների հանքային բնույթի մասին . . . . .	78
--	----

Э. Х. ГУЛЯН

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ФОСФОРА В ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ АРМЯНСКОЙ ССР

Габброиды, парагенетически связанные с гипербазитами, по сравнению с габброидами гранитоидных комплексов характеризуются низким содержанием пятиоксида фосфора. Среднеюрские рудовмещающие вулканиты, в отличие от аналогичных образований верхней юры и мела, также характеризуются низким содержанием пятиоксида фосфора. Эти особенности могут служить дополнительным геохимическим критерием для определения формационной принадлежности пород.

Общеизвестно, что фосфор является одним из сравнительно широко распространенных, интересных в научном и практическом отношении, элементов земной коры. Он в том или ином количестве присутствует в изверженных (интрузивных, эффузивных, даечных), осадочных, метаморфических породах и постмагматических образованиях [4].

Для выяснения апатитоносности изверженных пород и возможности выявления его специфических особенностей (учитывая его полигенность и вещественный состав), с целью решения отдельных петрохимических и рудогенетических вопросов, автор статьи провел детальное изучение имеющихся химических анализов пород и постмагматических образований, результатов минералогических исследований пород и шлиховых проб [1, 2, 3, 6].

Несмотря на то, что до сих пор не были проведены специальные и целенаправленные работы по изучению фосфороносности магматических образований Армянской ССР, тем не менее анализ имеющихся материалов позволил установить некоторые особенности распределения пятиоксида фосфора (apatита) в изверженных породах различных возрастов и типов.

Детальное изучение более 2300 химических анализов изверженных пород докембрия-нижнего палеозоя, палеозоя, палеогена, неоген-четвертичного возраста позволило установить некоторые геохимические особенности распространения пятиоксида фосфора (apatита) во времени и пространстве.

В настоящее время проведенными работами в недрах территории Армянской ССР установлено сравнительно повышенное содержание пятиоксида фосфора (apatита) в апатит-магнетитовых (Абовянское, Камакарское) и мангано-магнетитовых (Чайкендское) рудах.

В терригенных образованиях девона Урцского хребта установлен ряд пластов фосфоритов мощностью от нескольких сантиметров до 1,5—2 м, реже до 7—8 м с содержанием  $P_2O_5$  от 3—4 до 27%. По мнению исследователей, содержание пятиоксида фосфора в изверженных породах в основном связано с апатитом.

Геолого-тектонические, петрохимические, петрологические особенности изверженных пород Армении изучались и изучаются большим коллективом исследователей, начиная с Г. Абиha до сегодняшних дней, особенно детально в последние годы.

Среднее содержание пятиоксида фосфора в различных по составу и возрасту изверженных породах определялось неравноценным по объему количеством проб, поэтому приведенные данные в определенной степени приблизительны и дают лишь региональное представление об особенностях его распространения.

*Докембрий-нижнепалеозойские образования на современном эро-*

зионном срезе имеют ограниченное распространение, в различной степени метаморфизованы и развиты в основном в пределах выходов Цахкуняцкого, Амасийского, Араксинского и других метаморфических комплексов. В кристаллических сланцах этих комплексов содержание пятиоксида фосфора колеблется от следов до 0,29% и в среднем составляет 0,15% (по 37 пробам). В породах Араксинского метаморфического комплекса содержание фосфора несколько повышено и составляет 0,30%, при колебании от 0,25 до 0,34%.

*Палеозойские вулканиты* также имеют ограниченное распространение и представлены вулканогенно-осадочными образованиями. Они в виде силл и даек развиты в пределах Баргушатского, Айоцзорского и Урцского хребтов, с содержанием пятиоксида фосфора до 1,20%.

Вулканиты верхнепалеозойского возраста образуют недифференцированные потоки базальтового, андезито-базальтового состава. Содержание пятиоксида фосфора колеблется от следов до 0,38%, составляя в среднем 0,21%.

*Мезозойские вулканиты* имеют широкое развитие в пределах Алаверди-Кафанской зоны, где они образуют сложнопостроенные, многоэтажные — Кафанское, Алавердское и Шамшадинское — вулканотектонические структуры. Они представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями юры и мела [5, 7, 10].

Вулканиты слабо дифференцированы и дифференцированы, образуют мощные потоки, дайки, субвулканические тела, сложенные различными по составу порфиритами, кератофирами, альбитофирами, туфами, туфобрекчиями базальтового, андезито-базальтового, андезитового, андезито-дацитового, дацитового и липаритового составов.

В последние годы геологические и петрохимические особенности вулканитов юры и мела детально изучены С. О. Ачикгезяном, С. А. Зограбяном, Р. А. Саркисяном и др. (Кафанский рудный район), А. Г. Тонакяном, А. С. Аванесяном, А. И. Шмидтом и др. (Кафанский, Шамшадинский рудные районы) и Г. А. Дадаяном, А. Е. Исаханяном и др. (Алавердский рудный район).

Содержание пятиоксида фосфора в вулканитах юры колеблется в широких пределах и в среднем, по данным 369 анализов, составляет 0,19%, причем его содержание в порфиритах базальтового состава — 0,22%, а в порфиритах дацитового и липаритового составов — соответственно составляет 0,17 и 0,15% (табл. 1).

Вулканиты Алавердского рудного района по сравнению с вулканитами Кафанского и Шамшадинского рудных районов характеризуются более низким содержанием пятиоксида фосфора. По имеющимся данным, среднеюрские порфириты базальтового состава Алавердского и местами Кафанского районов, в отличие от остальных районов, содержат в незначительном количестве фосфор.

Следовательно, рудоносные вулканиты юры, по сравнению с вулканитами нижней и верхней юры и других возрастов, характеризуются низким содержанием пятиоксида фосфора, что может служить отличительным геохимическим критерием.

*Палеогеновые вулканогенные* образования, имеющие широкое распространение на территории республики, представлены порфиритами различного состава и морфогенетических типов и в целом характеризуются слабой фосфореносностью. Содержание пятиоксида фосфора колеблется от следов до 0,78%, в среднем, по данным 150 проб, составляя 0,18%.

По имеющимся данным, порфириты базальтового состава юго-восточной части Армянской ССР (Баргушатский хребет) характеризуются весьма низким содержанием пятиоксида фосфора. Сравнительно более высокое содержание пятиоксида фосфора наблюдается в порфиритах

андезито-базальтового состава (от следов до 0,78%, в среднем 0,21—0,38%).

Неоген-четвертичный центральный вулканический пояс Армении прослеживается с небольшими перерывами: с северо-запада на юго-восток более 300 км [3, 11, 12]. В пределах этого пояса исследователи выделяют отдельные вулканогенно-тектонические сооружения (Кечутское, Арагацкое, Гегамское, Сюникское с Кафанским сегментом). В региональном плане Центральный вулканический пояс приурочен к северо-западным глубинным разломам, разделяющим отдельные геотектонические зоны территории республики.

Таблица 1  
Содержание  $P_2O_5$  в вулканогенных породах мезозоя (в вес. %) )

Название породы	Кафанский рудный район*		Алавердский рудный район**		Шамшадинский рудный район***		Среднее	
	К-во проб	Пределы колебаний среднее	К-во проб	Пределы колебаний среднее	К-во проб	Пределы колебаний среднее	К-во проб	Пределы колебаний среднее
Базальты	37	н.о.—0,56 0,25 %	8	сл. сл.	38	0,07—0,82 0,19 %	89	н.о.—0,82 0,20
Андезито-базальты	38	0,05—0,46 0,15	18	0,03—0,50 0,20	25	0,04—0,54 0,25	81	0,03—0,54 0,20
Андезиты	28	н.о.—0,56 0,11	19	0,04—0,18 0,10	36	0,04—0,68 0,24	83	н.о.—0,68 0,15
Дациты	9	н.о.—0,53 0,12	33	сл.—0,74 0,18	29	0,10—0,39 0,20	61	н.о.—0,74 0,17
Липариты	9	0,04—0,23 0,14	32	сл.—0,30 0,13	20	0,02—0,65 0,20	61	сл.—0,65 0,15
Среднее							369	н.о.—1,58 0,19

Примечание:

\*-В основном по данным С. О. Ачикгезяна, С. А. Зограбяна и других.

\*\* -По данным Г. А. Дадабяна, А. Е. Исаханяна, Э. Х. Гуляна и других.

\*\*\*-По данным А. Г. Тонаканяна, А. С. Ававезяна, А. И. Шмидта и других.

Геологические и петрохимические особенности этого пояса и вулкаников изучены многими исследователями—Г. Абихом, Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом [9], П. И. Лебедевым, В. Н. Лодочниковым, А. Н. Заварицким, К. Н. Паффенгольцем [10], А. Т. Асланяном [5], К. Г. Шириняном [12], К. И. Карапетяном и другими. В последние годы они более детально изучены В. М. Амаряном [3], Л. С. Григоряном, К. А. Ктракяном (Арагацкое, Сюникское), Г. М. Акопяном, А. М. Торосяном, С. Г. Григоряном, М. А. Енгояном, А. Г. Мидяном, Л. Е. Микаеляном (Гегамское, Сюникское).

Центральный вулканический пояс сложен лавовыми потоками, брекчиями, туфами, шлаками, пемзами, гесками, лапиллями, бомбами от основного до кислого состава.

По минеральному и химическому составам среди вулкаников выделяются базаниты, базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты, туфы, липариты, перлиты, обсидианы и др.; более 70% составляют андезито-базальты и андезиты.

Лавовые потоки и пирокластические образования образуют отдельные крупные поля, которые являются объектами эксплуатации различных строительных материалов, стекольного и кислотоупорного сырья.

Среди вулканитов выделяются сравнительно небольшие поля базанитов (щелочных базальтов—Халаджское, Норашеникское, возможно, Ишханасарское—в пределах Сюникского сооружения и Золакарское—в пределах Гегамского сооружения), которые являются прекрасным сырьем для получения искусственных волокон. Они образуют лавовые потоки и шлаки, макроскопически представлены серыми, темно-серыми, менее плотными, чем обычные базальты, породами пятнистой текстуры.

Под микроскопом они сложены плагиоклазом, пироксеном, оливином, анальцимом (содалитом), акцессорными минералами—магнетитом, ильменитом, апатитом, из вторичных минералов—хлоритом, кальцитом, цеолитом, порфировой, микропорфировой структурой с витрофиристо-микрוליтовой основной массой.

Порфировые выделения представлены в основном плагиоклазом (40—50%), реже пироксеном (5—20%), оливином (7—10%—Золакарское, 15—20%—Халаджское). Базаниты Халаджского месторождения отличаются от золакарских и других базанитов в основном повышенным содержанием окиси магнезия (15—20%).

Базаниты в отличие от остальных вулканитов Центрального пояса характеризуются постоянным повышенным содержанием фосфора (апатита), содержание которого обычно колеблется от 0,70 до 1,9% и в среднем составляет около 0,90—1,25% (рис. 1а).

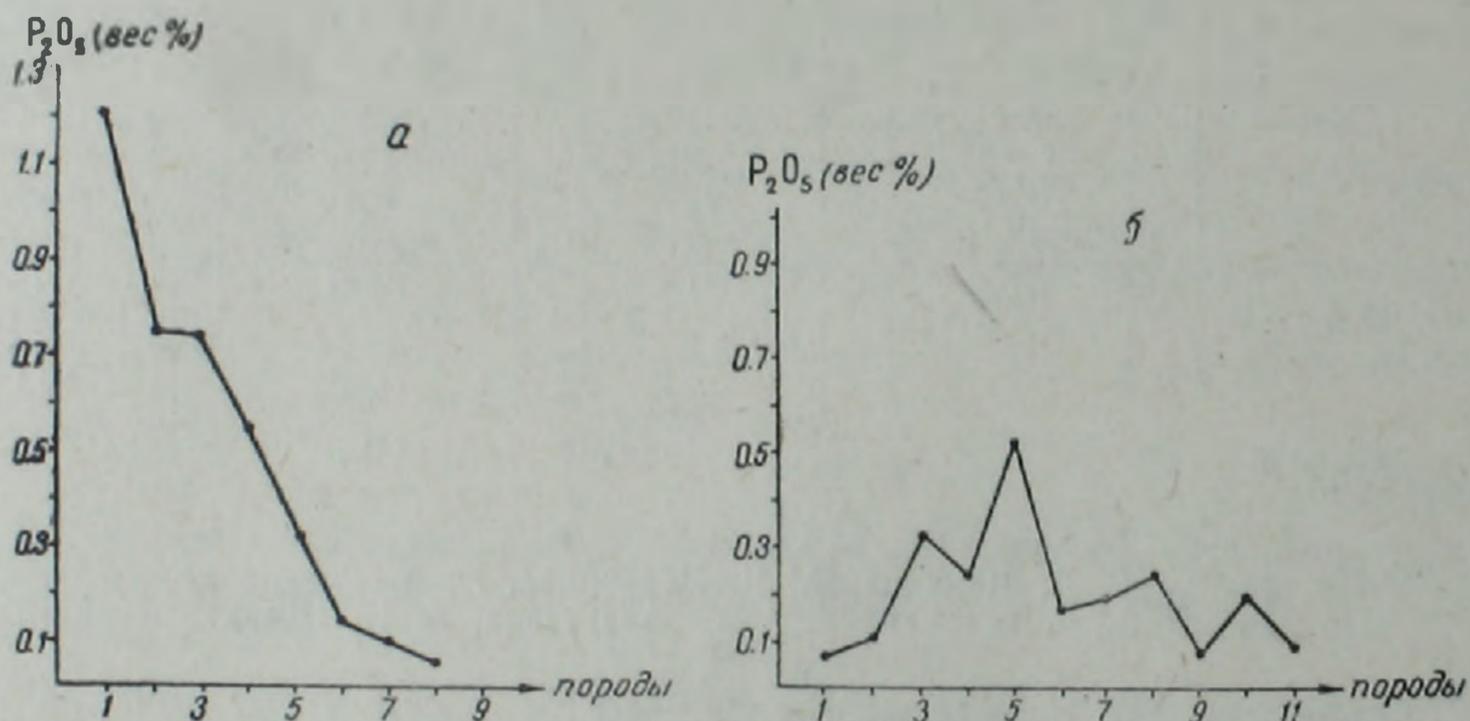


Рис. 1. а. Поведение пятиокси фосфора в эффузивных породах: 1. Базаниты; 2. Базальты; 3. Андезито-базальты; 4. Андезиты; 5. Дациты; 6. Туфогены; 7. Пемзы; 8. Липариты, перлиты, обсидианы. б. Поведение пятиокси фосфора в интрузивных породах: 1. Гипербазиты; 2. Габбро, ассоциирующиеся с гипербазиитами; 3. Габброиды, ассоциирующиеся с гранитоидами; 4. Габбро среднее; 5. Монцитониды; 6. Гранодиориты; 7. Граниты порфировидные и др.; 8. Турмалиновые граниты; 9. Плагиограниты; 10. Лейкократовые граниты; 11. Щелочные сиениты, нефелиновые сиениты.

На отдельных участках в единичных пробах содержание пятиокси фосфора составляет 3,45 и реже до 30% [8, 12].

Базальты, андезито-базальты, андезиты, шлаки, пески, пеплы, основного и среднего состава Сюникского вулканотектонического сооружения (0,80%) по сравнению с аналогичными образованиями Арагацского (0,30%) и Гегамского (0,61%) вулканических сооружений характеризуются более высоким содержанием пятиокси фосфора (табл. 2).

В пределах территории Армянской ССР широкое развитие имеют различные по составу и возрасту интрузивные породы, пред-

Таблица 2

Содержание  $P_2O_5$  в эффузивах верхнеплиоцен-четвертичных вулканов

Название породы	Сюникский*		Гегамский**		Арагацкий***		Среднее	
	К-во проб	пределы колебаний среднее	К-во проб	пределы колебаний среднее	К-во проб	пределы колебаний среднее	К-во проб	пределы колебаний среднее
Базаниты	7	0,90—1,38 1,18	151	0,40—3,45 0,90			158	0,40—3,45 1,04
Базальты	38	0,56—1,24 0,86	10	0,31—0,82 0,62	15	0,31—0,75 0,53	63	0,31—1,24 0,70
Андезитобазальты	326	0,50—2,62 0,76			24	0,25—1,52 0,56	350	0,25—2,62 0,66
Андезиты	17	0,18—1,69 0,71	90	0,14—1,56 0,61	43	0,22—0,46 0,27	150	0,14—1,69 0,58
Дациты	2	0,30—0,37 0,33	4	0,06—0,62 0,44	17	сл.—0,41 0,17	23	сл.—0,62 0,31
Липариты, перлиты			103	сл.—0,26 0,01	10	сл.—0,57 0,01—0,08	113	сл.—0,57 0,04
Туфолавы					5	0,26—0,44 0,14	5	0,26—0,44 0,14
Пемзы					19	0,11	19	0,11

Примечание:

\* По данным В. М. Амаряна, С. Г. Григоряна, М. А. Енгояна, Л. С. Григоряна, К. А. Ктракяна.

\*\* По данным Г. М. Акопяна, С. Г. Григоряна, А. М. Торосяна, С. В. Григоряна, К. М. Сагателяна, Б. В. Казаряна.

\*\*\* По данным В. М. Амаряна, Г. А. Плужяна и других.

ставленные в основном гипербазитами (перидотиты, пироксениты, дуниты, габбро), габбро, диоритами, монцонитами, сненитами, гранодиоритами, гранитами, плагиогранитами и другими с многочисленными переходными разновидностями.

Среди интрузивных образований по содержанию пятиоксида фосфора (апатита) довольно четко выделяются монцонитондные породы палеогена Мегри-Сисианского многофазного плутона, в которых содержание пятиоксида фосфора варьирует от 0,04 до 1,90%, составляя в среднем 0,53%, которые заметно выше, чем в габброидах (0,34%) и гранитоидах (0,20%) этого и других интрузивных комплексов, (рис. 16).

По данным Г. П. Багдасаряна, Б. М. Меликсетяна [4], «наиболее обогащены им (апатитом—Э. Г.) лейкократовые пегматондные щелочные снениты, где его содержание достигает 1,4%, а в отдельных небольших участках—3—5%».

Следует отметить, что в целом магматические образования (интрузивные, эффузивные, даечные) юго-восточной части республики характеризуются более высоким содержанием фосфора, чем аналогичные породы других зон республики.

Габброиды, парагенетически связанные с гипербазитами, характеризуются более низким содержанием пятиоксида фосфора (0,11%), чем габброиды, связанные с гранитоидными интрузиями (0,38%).

Жильные образования представлены главным образом пироксенитами, габбро-диабазами, диабазовыми порфиритами, диорит-порфиритами,

тами, спессартитами, керсантитами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми порфирами, андезито-дацитами, которые имеют широкое развитие главным образом на площадях развития интрузивных пород.

Изучение поведения пятиоксида фосфора показывает, что керсантиты (0,70%), спессартиты (0,55%) характеризуются наиболее высоким его содержанием; далее идут диабазовые порфириты (0,40%), диоритовые порфириты (0,30%). Основные, ультраосновные и кислые даечные породы обычно содержат более низкое содержание пятиоксида фосфора (табл. 4).

Таблица 3

Содержание  $P_2O_5$  в интрузивных породах

Название породы	К-во проб	Пределы колебаний	Среднее содержание
Гипербазиты (перидотиты, пироксениты, дуниты, серпентиниты и др.)	33	н.о.—0,15	0,07
Габброиды, ассоциирующиеся с гипербазиитами	33	сл.—0,30	0,11
Габброиды	81	сл.—0,36	0,34
Монцонитоиды (монцониты, габбро-монцониты, диориты, сениито-диориты)	13	0,04—1,90	0,53
Щелочные сенииты, нефелиновые сенииты	20	сл.—0,64	0,19
Гранодиориты	41	сл.—0,40	0,18
Порфировидные гранодиориты, граниты	42	сл.—0,72	0,20
Турмалиновые граниты	20	0,16—0,52	0,25
Плагнограниты	17	сл.—0,28	0,08
Лейкократовые граниты	9	сл.—0,92	0,20

Гидротермально переработанные породы, сопровождающие железорудные, медноколчеданные, медно-молибденовые, золоторудные, медно-полиметаллические эндогенные рудные формации, характеризуются различной степенью фосфорности. Наиболее интенсивная фосфорность наблюдается в гидротермально измененных образованиях железорудных апатит-магнетитовых (Абовянское), маргане-магнетитовых (Чайкендское) месторождений. Гидротермально измененные породы остальных эндогенных формаций руд в целом характеризуются низким содержанием пятиоксида фосфора.

Таблица 4

Содержание  $P_2O_5$  в даечных породах

Название породы	К-во проб	Пределы колебаний	Среднее содержание
Пироксенит	1	0,02	0,02
Габбро-диабазы	5	0,01—0,09	0,06
Диабазы	3	0,13—0,36	0,22
Диабазовые порфириты	17	0,02—0,73	0,40
Андезитовые порфириты	3	0,03—0,55	0,40
Диоритовые порфириты	17	0,02—0,78	0,30
Спессартиты	3	0,21—0,94	0,55
Керсантиты	3	0,56—0,76	0,70
Гранодиорит-порфиры	8	0,05—0,36	0,20
Микрогранит-аплит	2	0,01—0,55	0,28
Аплит	3	сл.—0,07	0,03
Андезито-дацит	4	сл.—0,35	0,16
Кварцевые порфиры	12	сл.—0,90	0,24

Таким образом, анализ приведенных данных позволяет наметить некоторые, на наш взгляд, заслуживающие внимания геохимические особенности распределения пятиокси фосфора (апатита) в изверженных породах Армянской ССР:

1. В региональном плане наблюдаются повышенные содержания пятиокси фосфора от древних (докембрийских, палеозойских) к молодым (неоген-четвертичным) магматическим образованиям.

Среди эффузивных образований по содержанию пятиокси фосфора (апатита) особняком стоят породы вулканитов Сюникского вулканогектонического сооружения. Содержание пятиокси фосфора в базальтах, андезито-базальтах, составляющих более 70% объемов вулканических неоген-четвертичных образований, составляют примерно 0,7—0,8%, или в 1,5—2,5 раза больше, чем его содержание в аналогичных породах Арагацкого и Гегамского (исключая некоторые отдельные вулканы) вулканических сооружений.

Среди вулканитов территории АрмССР по содержанию фосфора четко выделяются щелочные базальты—базаниты (Халаджское, Золакарское) Сюникского и Гегамского вулканических сооружений, в которых содержание пятиокси фосфора составляет 0,90—1,25% при колебании 0,7—1,9%, то есть повышенное содержание апатита является отличительной геохимической особенностью неоген-четвертичных вулканических образований вообще, базанитов в частности.

2. Среднеюрские рудовмещающие колчеданосные вулканиты (Алавердского и Кафанского рудных районов), в отличие от аналогичных образований нижней и верхней юры, мела и других возрастов, характеризуются низким содержанием апатита (пятиокси фосфора). При подтверждении отмеченной геохимической особенности в результате дальнейших более детальных исследований она может стать дополнительным геохимическим критерием для расчленения указанных вулканических толщ.

3. Как эффузивные, так и интрузивные и даечные породы Зангезурского региона, по сравнению с аналогичными магматическими образованиями других рудных районов и зон республики, характеризуются повышенным содержанием апатита (пятиокси фосфора).

Наиболее повышенное содержание апатита (пятиокси фосфора) установлено в породах монцонитоидных интрузий Мегри-Сисианского многофазного плутона палеогена.

4. Габброиды, парагенетически связанные с гипербазитами, по сравнению с габброидами, связанными с гранитоидными комплексами, характеризуются весьма низким содержанием апатита (пятиокси фосфора), что может служить дополнительным новым геохимическим критерием для определения формационной принадлежности габбровых пород.

Учитывая отмеченные геохимические особенности поведения апатита (пятиокси фосфора), считаем целесообразным проведение детальных исследований фосфорности изверженных пород для выявления и обоснования новых геохимических критериев, позволяющих расчленить магматические образования и обнаружение более богатых апатитоносных участков среди интрузивных пород монцонитоидов Мегри-Сисианского плутона и неоген-четвертичных вулканитов—базанитов Сюникского и Гегамского вулканогектонических структур.

ՖՈՍՖՈՐԻ ՏԱՐԱԾՄԱՆ ՈՐՈՇ ՅՈՒՐԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ  
ՀՐԱՑԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հիպերբազիտների հետ պարագենետիկորեն կապված գաբբրոիդները՝ գրանիտոիդային համալիրների գաբբրոիդների հետ համեմատած, բնութագրվում են ֆոսֆորի հնգօքսիդի ցածր պարունակությամբ: Ի տարբերություն վերին յուրայի և կավճի համանման առաջացումների՝ միջին յուրայի հանրապարունակող հրաբխածին ապարները նույնպես ֆոսֆորի հնգօքսիդ քիչ են պարունակում: Այս առանձնահատկությունները կարող են որպես լրացուցիչ կրկրաքիմիական շափանիչ ծառայել ապարների ֆորմացիոն պատկանելիության որոշման համար:

E. Kh. GHULIAN

SOME PECULARITIES OF THE PHOSPHORUS DISTRIBUTION IN  
IGNEOUS ROCKS OF THE ARMENIAN SSR

A b s t r a c t

The gabbroids connected with ultrabasites in comparison with those of granitoidal complexes are low in phosphoric pentaoxide content. Middle Jurassic ore-bearing rocks in contrast to the Upper Jurassic and Cretaceous ones are characteristic by their low contents of phosphoric pentaoxide too. These peculiarities may serve as an additional criterion for the determinig formational belonging of rocks.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б., Багдасарян Г. П. и др. Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1962.
2. Абовян С. Б., Агамалян В. А., Асланян А. Т. и др. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван: Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981.
3. Амарян В. М. Стратиграфическая схема неогеновых и четвертичных вулканических образований района г. Арагац.—Докл. АН Арм. ССР, 1963, т. 36, № 5.
4. Апатиты—М.: Изд. «Наука», 1968.
5. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958.
6. Баласанян С. И. Магматические формации Армянской ССР. Ереван: Изд. ЕрГУ, 1975.
7. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмотектоника Армянской ССР, Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1981.
8. Гулян Э. Х. Акцессорный апатит одного из железорудных месторождений.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1961, № 1.
9. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье. М.—Л.: Изб. тр., т. 1, 1949.
10. Паффенгольц К. Н. Геология Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1948.
11. Татевосян Т. Ш. К петрографии андезито-базальтов Ераблурского плато.—Изв. АН АрмССР, сер. естеств. науки, 1956, т. 9, № 8.
12. Ширинян К. Г. О кристаллизации апатита в лавах Сюникского вулканического нагорья. В кн.: Вопросы магматизма, рудообразования и минералогии АрмССР, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1970.

А. И. КАРАПЕТЯН, О. П. ГУЮМДЖЯН, Э. М. НАЛБАНДЯН

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЯ КВАРЦИТОВ И ОПАЛИТОВ ГОМШАТЕХСКОГО МАССИВА

Рассмотрены особенности геологического строения и происхождения Гомшатехского массива кварцитов, опалитов и аргиллизитов, дана их детальная петрографическая и петрохимическая характеристика. Установлено, что кремнистые породы образовались за счет фумарольно-сульфатарного изменения андезитов в области аппарата миоценового полигенного вулкана Гомшатех. Благодаря технологическим испытаниям опалиты и кварциты этого месторождения рассматриваются как горнотехническое и горнохимическое сырье для получения волластонита, метасиликата натрия, гидросиликатов различных металлов, чистого диоксида кремния, оптического и сортового стекла и других материалов.

В гидротермально измененных породах, развитых в полосе распространения миоплиоценовых вулканических пород северной половины Зангезурского хребта, установлены опалиты (опал-кристобалитовые породы), совместно с сопутствующими различным фациям вторичными кварцитами и сульфатарными аргиллизитами. Гомшатехское месторождение кварцитов и опалитов находится на восточном склоне и в пригребневой полосе северной части Зангезурского хребта, на расстоянии 2 км к югу от вершины г. Салвард и 7 км к северо-западу от с. Аревис. Слагают они весь конус г. Гомшатех (Джомушалан, 2950 м) и всю седловину между ним и вершиной г. Салвард.

Технологические исследования, проводимые на меловидных высокопористых опалитах Гомшатехского массива в ИОНХ АН Армянской ССР, выявили новые пути их использования. Это позволяет рассматривать их в качестве нового типа минерального сырья в химической силикатной, стекольно-керамической и электронно-оптической промышленности, в частности, для получения волластонита, метасиликата натрия, гидросиликатов различных металлов, двуоксида кремния, оптического и сортового стекла.

*Геологическое строение бассейна р. Салвард.* Территория бассейна р. Салвард сложена вулканическими образованиями неогенового (камрчакская и салвардская толщи) и палеогенового (гижгетская, капутджухская и гехакарская толщи) вулканических комплексов, плутоническими интрузивами гранитоидов олигоцена (Аревисский и другие массивы габбро-гранитной серии) и нижнего миоцена (Салвардский и другие мелкие массивы порфиоровидных гранодиоритов, рис. 1).

Миоплиоценовые вулканы налегают на вулканогенные толщи палеогена раннеорогенной стадии геосинклинального развития, плутонические интрузивы олигоцена-нижнего миоцена и перекрываются породами вулканогенной базальтовой формации верхнего плиоцена-постплиоцена (левый борт р. Воротан).

Извержения вулканов района гор Аражин (Арадзык), Шахапонк, Гомшатех, Салвард и Сракар (Читандаш) происходили в среднем-верхнем миоцене. Лавовые потоки кайнотипных андезитов и андезито-базальтов салвардской толщи распространены в привершинных частях Зангезурского хребта. Они образуют лавовый покров мощностью в 250—300 м в верхней части разреза, лавобрекчии и туфы андезитового состава в нижней части разреза мощностью в 500—600 м. Под ними залегает камрчакская мощная толща (~1400 м) пирокластических пород андезитового и андезито-дацитового состава, видимо, того же возраста, прорванных экструзивными телами сходного состава, а также микродолеритами (Аражинский массив на вершине одноименной горы).

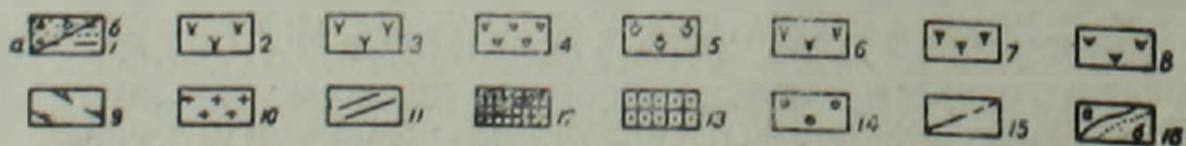
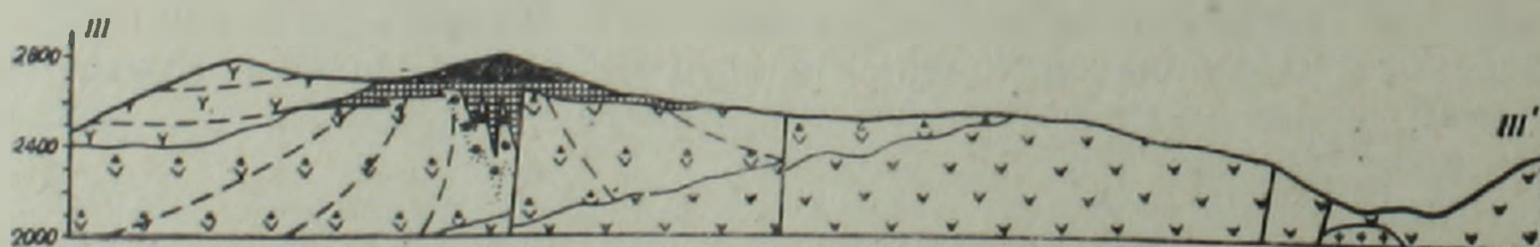
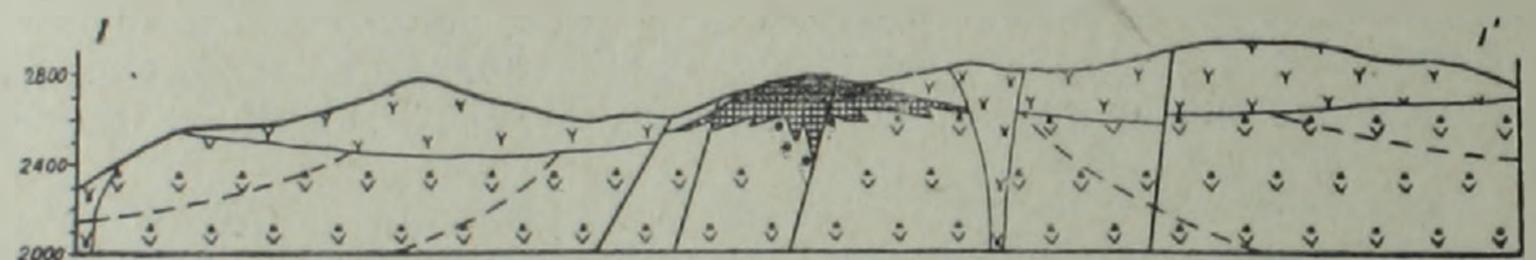
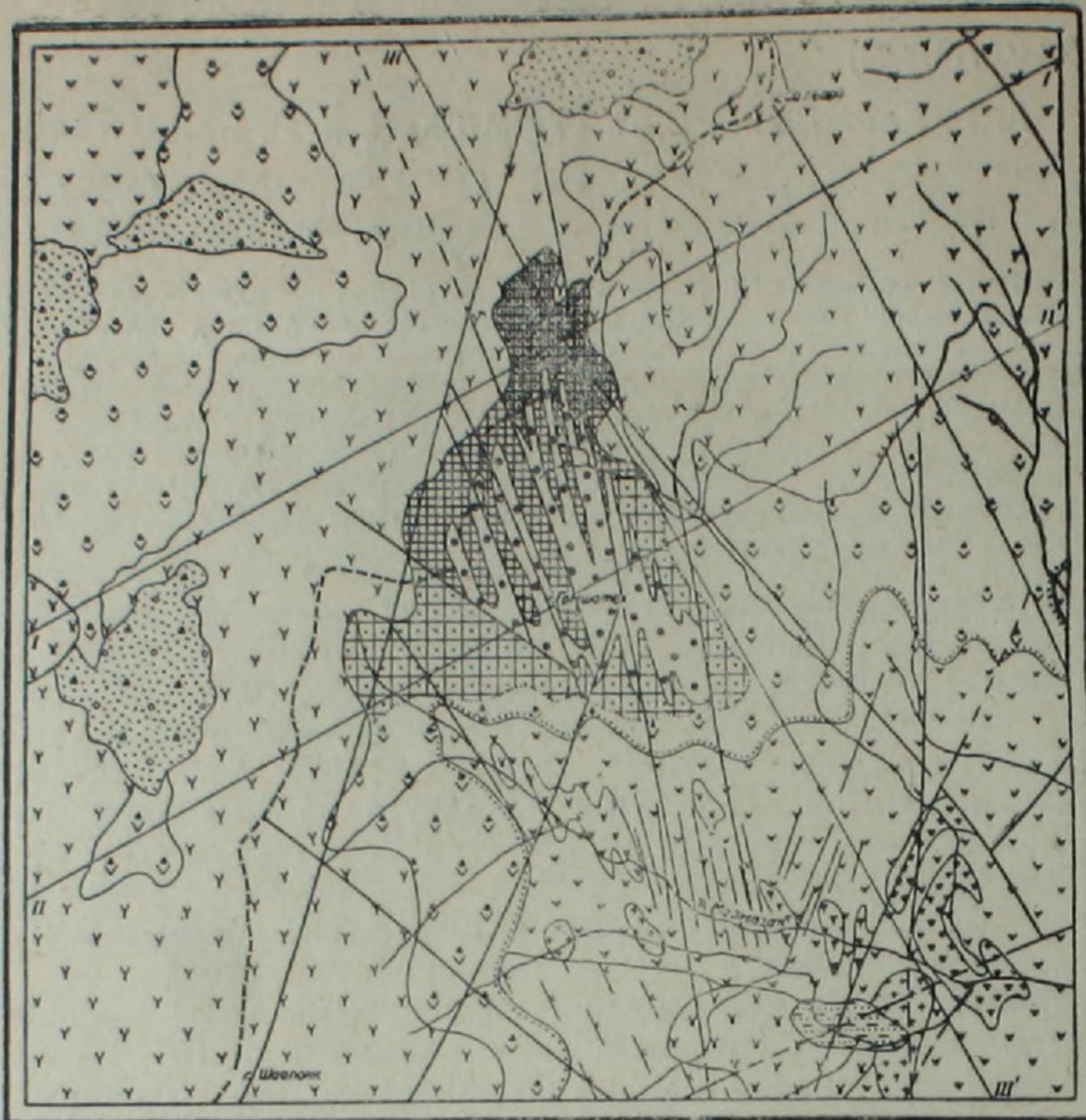


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Гомшатехского месторождения кварцитов, опалитов и аргиллизитов. 1. Современные отложения (а), аллювиальные, делювиально-пролювиальные: верхний плиоцен (б), вулканотерригенные конгломераты, гравелиты и песчаники. Мазмазакская свита. 2. Верхний плиоцен. Диатомитовые глины, диатомиты, вулканические пески, прибрежные и речные отложения. Сиснанская свита. 3. Средний-верхний миоцен. Базальты, андезитобазальты, андезиты пироксеновые.

Центры извержения в неогене (в среднем-верхнем миоцене) достоверно не известны, однако можно предполагать, что некоторые конусовидные и куполообразные вершины Зангезурского хребта, в частности, г. Гомшатех, являлись центрами извержений.

На конусах миоценовых вулканов, особенно на предполагаемом конусе г. Гомшатех, в постэруптивный период развивается интенсивный фумарольно-сульфатарный метасоматизм [1, 2]. Постэруптивный период этого вулкана в миоцене по масштабам и интенсивности кварцитизации и аргиллизации более значительный, чем на других андезитовых вулканах Зангезурского хребта. На площади эродированного палеовулкана отмечаются различные типы метасоматитов—вторичные кварциты и аргиллизиты с зонально связанными фациями каждой. Вторичными кварцитами и аргиллизитами сложена гора Гомшатех, выше подошвы неогеновых вулканогенных образований. Ширина зоны аргиллизито-вторичнокварцитовых пород 2 км, длина более 3 км. Эта зона прослеживается и на западном склоне Зангезурского хребта.

Гомшатехское месторождение кремнезема представляет собственно массив горы Гомшатех (Южный участок), где развиты преимущественно монокварциты, алунитовые, каолинит-алунитовые кварциты и аргиллизиты, и персвальную часть Зангезурского хребта, т. е. седловину между вершинами г.г. Салвард и Гомшатех (Северный участок), где расположены основные выходы моноопалитов и алунитсодержащих опалитов. Запасы монокварцитов, по минимальным подсчетам, более 1 млрд. т. (массивные сплошные выходы на площади более чем 4 кв. км при средней мощности 250 м), а моноопалитов седловины около 10 млн. т. (массивные выходы на площади 0,05 кв. км при средней мощности 200 м). Запасы аргиллизитов составляют ~ 5 млн. т.

Гора Гомшатех—небольшой полигенный палеовулкан, имеющий до 5—6 км в поперечнике. Основанием его являются вулканогенные толщи палеогена, пропильтизированные еще в палеогеновом гидротермальном цикле. Этот вулкано-купол размещен на участке пересечения диагональных разломов. В настоящее время Гомшатехский вулкан эродирован и представлен усеченным конусом с крутыми склонами (до 40° на юго-западе). Восточный и северный склоны относительно пологие—20—25°. Высота от вулканитов основания и древней, эрозионно-денудационной поверхности палеогеновых толщ составляет примерно 400—500 м, а от уровня седловины на водоразделе Зангезурского хребта—200 м.

В строении неогенового вулкана принимают участие пирокластические образования, преимущественно неотсортированные вулканические

---

Лавовые потоки, лавобрекчии и туфы. Салвардская толща. 4. Средний миоцен. Кварцевые микродолериты и микродиабазы, кварцевые андезиты с микродолеритовой структурой основной массы. Интрузивные тела вулканической ассоциации ущелья р. Мазмазак и г. Аражин. 5. Нижний миоцен (?). Лавовые брекчии, вулканические туфы андезитов, андезито-дацитов и дацитов (агломератовые, глыбовые, псефито-псаммитовые). Камрчакская толща. 6. Нижний миоцен (?). Кварцевые микромонзонит-порфиры, кварцевые микросиенит-порфиры. Интрузивные тела плутоической ассоциации ущелья р. Мазмазак (самостоятельные малые интрузивы). 7. Нижний миоцен (?). Кварцевые микродиорит-порфиры (самостоятельные малые интрузивы). 8. Средний-верхний эоцен. Базальты, андезито-базальты и андезиты пироксеновые, роговообманковые, плагиоклазовые. Интрузивные тела вулканической ассоциации гипабиссальной и приповерхностной фации. Капутджухский комплекс. 9. Средний-верхний (?) эоцен. Базальты, андезиты (лавы, агломератовые лавы, туфы). Гехакарская толща. 10. Нижний миоцен. Порфиroidные адаметлиты, граодиориты и кварцевые диориты. 11. Нижний миоцен. Гранодиорит-порфиры и диорит-порфириты (дайки). 12. Моноопалиты, алунитовые опалиты (а), алунитовые кварциты (б). 13. Каолинитовые кварциты и аргиллизиты. 14. Монокварциты. 15. Тектонические нарушения. 16. Литологические границы: резкие (а), постепенные (б).

туфы—глыбовые, агломератовые, псефито-псаммитовые; лавовые брекчии, реже лавовые потоки. Большую роль играют в этой структуре и различные секущие тела в виде некков, экструзивов, штоковидных тел и крутопадающих даек. Это, видимо, вертикальные тела массивных алунитовых кварцитов среди брекчиевидных монокварцитов. Пирокластические породы и лавобрекчии глубоко изменены в связи с постэруптивными гидротермальными процессами, неоднократно проявившимися в течение миоценового вулканизма. Породы г. Гомшатех изменены до основания вулкана, где проходит граница неогена с эродированной поверхностью палеогеновых вулканогенных образований (500 м, считая от вершины горы) и глубже, до пойм рек Мазмазак и Салвард. К востоку и юго-востоку от этой горы имеется большое поле гидротермально измененных, преимущественно кварц-светлослюдистых метасоматитов, непрерывно прослеживающихся до ущелья р. Камрчак, в районе Марджанского месторождения.

Месторождение кремнезема обладает характерной вертикальной зональностью минеральных типов, которые располагаются сверху вниз в следующем порядке: опалиты, монокварциты, алунитовые, каолинитовые и серицитовые кварциты. Здесь же на склонах Гомшатехского вулкана развиты и аргиллизиты, которые располагаются в пределах единого метасоматического массива изометричной конфигурации. Каолинит-гидрослюдяная и карбонат-гидрослюдяная фации аргиллизитов расположены на уровне монокварцитовой, алунитовой и каолинитовой фаций вулканической постройки.

Ниже приводится предполагаемый сводный доэрозионный разрез пород фации кислотного выщелачивания с вершины Гомшатехского вулкана до его основания и русла р. Мазмазак.

1. Моноопалиты и алунитовые опалиты, мощностью до 200 м. Ныне сохранились на северном склоне, на седловине между вершинами г.г. Салвард и Гомшатех. На одном уровне с ними южнее находятся монокварциты и аргиллизиты.

2. Алунитовые, каолинит-алунитовые, каолинитовые кварциты и монокварциты распространены до глубины 400 м. Алунитовые кварциты развиты неравномерно на фоне монокварцитов вдоль определенных структур северо-западного простирания, часто находятся с ними на одном гипсометрическом уровне. Встречаются на северо-восточном и восточном склонах, а также в привершинной части г. Гомшатех. Наиболее интенсивная каолинитизация наблюдается на глубине 300—400 м. Кварциты образовались на всех глубинах от дневной поверхности до зоны пропилитов, в которых проявляются хлорит, эпидот, кальцит и альбит.

3. Серицитовые кварциты развиты на глубине 400—500 м. Эта фация прослеживается до русла р. Мазмазак и фиксируется на большой площади (более 10 кв. км.) к востоку и юго-востоку от вершины г. Гомшатех.

4. Аргиллизиты и аргиллизированные породы расположены на юго-западном склоне горы, на гипсометрически более низких участках, чем монокварциты и на водоразделе р.р. Мазмазак и Гёмур. Каолинит-гидрослюдяные метасоматиты прослеживаются в интервале глубин 100—300 м (считая от вершины горы), а карбонат-гидрослюдяные глубже (от 300 до 500 м), до русла р. Мазмазак. Эти аргиллизиты зонально не связаны с фациями вторичных кварцитов, хотя и контактируют с ними. Фации вторичных кварцитов и аргиллизитов пространственно обособлены, прослеживаются по вертикали параллельно на различных склонах г. Гомшатех. Вероятнее всего, они формируются практически

одновременно на различных фумарольных полях под воздействием газогидротермальных растворов различного состава и кислотности.

5. Пропилиты и пропилитизированные породы развиты глубже 500 м. Эта фация пород распространяется в основном внутри толщ оседания неогенового вулкана и значительно дальше от центра извержения или путей циркуляции гидротермальных растворов внутри камрячакской пирокластической толщи среднего миоцена (?).

*Петрографическая характеристика гидротермально измененных пород.* В районе Гомшатехского месторождения выделяются моноопаловые, алуни-опаловые, каолинит-кварцевые, серицит-кварцевые типы гидротермально измененных пород формации вторичных кварцитов, а также каолинит-гидрослюдяные и карбонат-гидрослюдяные породы сольфатарных аргиллизитов. Наиболее распространенными и значительными по масштабам являются монокварциты, алуни-кварциты, моноопалиты и каолинит-гидрослюдяные аргиллизиты.

Главные минералы вторичных кварцитов Гомшатехского массива — кварц, опал, халцедон, тридимит, кристобалит, алуни-кварцит, каолинит, серицит и гидросерицит. Из акцессорных примесей постоянно присутствуют магнетит (реликтовый) и рутил (новообразованный). Относительно редкими новообразованиями являются гематит, ярозит, гётит, лимонит, а также антимонит, галенит, реальгар, аурипигмент, энаргит и касситерит (?). Суммарное содержание всех сульфидов обычно не превышает 0,1%. Содержание магнетита или гематита выше и доходит в некоторых образцах до 1—2%, а рутила — до 0,2—0,3%. Количество ярозита также нередко доходит до 2—3%, а лимонита и гётита иногда до 1—2%. На вершине г. Гомшатех установлена зона, шириною в 10 м, охряно-желтых каолинитовых кварцитов, в которых содержание лимонита достигает 30—40%.

Фации вторичных кварцитов и аргиллизитов представлены кварц-светлослюдяными метасоматическими породами. Типоморфными минералами вторичных кварцитов являются алуни-кварцит, серицит и каолинит, а в аргиллизитах — гидросерицит и каолинит, а также монтмориллонит и другие глинистые минералы. Содержание кварца или опала во вторичных кварцитах всегда выше 90%. Конечные продукты замещения вторичных кварцитов Гомшатехского массива представлены преимущественно моноопаловыми или монокварцевыми породами, в которых крайне ограничено распространение каолинита или алуни-кварцита (обычно менее 1—2%). Поэтому такие типы пород правильнее назвать алуни-, каолинит- или серицитсодержащими. Типичны мелко- и скрытокристаллические структуры с гранобластовым кварцем, червячковым каолинитом и лепидобластовым серицитом или алуни-кварцитом. В отличие от них в аргиллизитах шире распространен каолинит, кроме характерного гидросерицита, при относительно подчиненной роли кварца и полного отсутствия алуни-кварцита.

*Опалиты* или опал-кристобалитовые породы обнажаются на перевале Зангезурского хребта между вершинами г.г. Салвард и Гомшатех, на площади около 0,05 кв. км. Макроскопически выделяются в основном два типа опализированных пород: *мелоподобные*, белые, молочно-белые, порошковатые, пористые и *стекловидные*, серые, пепельно-серые, белые и кремового цвета, с раковистым изломом. В минеральном составе породы кроме основного минерала — опала (до 96—98%), принимают участие кварц и халцедон, магнетит, рутил, каолинит, галлуазит, лимонит, ярозит, реальгар, аурипигмент. Первые два минерала развиты в микротрещинах или в виде микрогранобластов внутри аморфной, стекловатой массы опала. В опалитах кремнезем представлен обычно рентгеноаморфным опалом, α — кристобалитом, тридимитом, а также

высокобарическим стишовитом (15—20%). Сумма всех минералов, кроме минералов кремнезема, составляет обычно 2—3%, иногда 3—5%. Опалиты характеризуются стекловатыми, аморфными и криптокристаллическими структурами, переходящими в тонкокристаллические структуры кварцитов, прекрасной сохранностью структурных и текстурных признаков вулканических туфов и лав салвардской толщи. Это реликтовые литокластические (глыбовые, агломератовые, псефитопсаммитовые текстуры туфов) и массивные текстуры лав базальтов и андезитов—различные порфировые микролитовые, микродолеритовые, микропризматическизернистые, тонкозернистые, полифировые и олигофировые микроструктуры. Перекристаллизованные участки, сложенные халцедоном и, вероятно, кварцем, составляют обычно 2—3%, иногда 10—15% от объема породы. Халцедон в микротрещинах сферолитовый, представлен микрогранобластовыми агрегатами с зубчатыми гранями и мозаичным погасанием. Макроскопически отмечаются также гнезда и прожилки молочно-белого или кремового цвета массивного, однородного опалита, как правило, заполняющего промежутки между обломками туфа или пересекающего их. В опалитах сера фиксирована в ярозите и сульфидах, а самородная сера не сохранилась и в настоящее время полностью размыта. Самородная сера известна в опалитах Гёмурского месторождения на западном склоне Зангезурского хребта [7]. Здесь глыбы серных опалитов встречаются вдоль ущелья р. Гёмур и ее притоков, истоки которых расположены на западных склонах г. г. Гомшатех и Салвард. Видимо, огромная часть серных опалитов палеовулкана перенесена ледниками по долине р. Гёмур и осаждена в качестве донной морены.

*Алунитовые и каолинит-алунитовые кварциты* по распространенности стоят на втором месте после монокварцитов. Это массивные или брекчиевидные, белые, светло-розовые, серые с фиолетовым оттенком, светло-фиолетовые, охристо-желтые, часто пористые, более легкие и менее твердые, чем монокварциты, нередко меловидные, как опалиты Северного участка. Локализуются в прибрежной полосе г. Гомшатех и ее верхних горизонтах. На восточном склоне, однако, алунитовые кварциты прослеживаются до средних и нижних горизонтов этой горы, до абсолютной отметки 2500 м, т. е. более чем на 400 м глубже вершины г. Гомшатех. Алунитовые кварциты и монокварциты размещаются вдоль зон северо-западного простирания, причем эти зоны перемещаются. Мощность каждой из зон от 20 до 150—200 м. По-видимому, это литологические границы исходных вулканогенных образований. Алунитовые кварциты состоят из кварца (70—95%), алунита (от единичных зерен до 20%, в некоторых редких типах больше), каолинита (до 20%) и гидросерицита (5—10%). Второстепенные минералы: лимонит, ярозит, рутил. Содержание лимонита в некоторых разновидностях достигает 15—20%, ярозита 5—8%. Рутил присутствует постоянно в количестве 0.5—0.8%. Содержание алунита колеблется в весьма широких пределах—от редких пластинок до 80—90%. На вершине встречаются брекчиевидные кварциты, в которых белые обломки сложены почти мономинеральным алунитом.

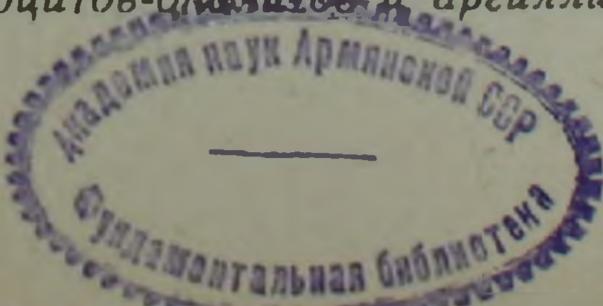
Структура основной массы крипто-микроструктурная, состоит из микрогранобластов кварца, размером зерен от 0,01 до 0,2 мм и менее 0,01 мм. На этом фоне отмечаются гломеробластовые скопления более крупного размера (0,2—0,3 мм) в виде пятен, гнезд и прожилок. Алунит образует изолированные игольчатые и удлиненные пластинчатые кристаллы размером обычно от 0,1 до 0,4 мм. Редко отмечаются пластинки длиной в 0,7—0,8 мм. Для алунита в рассматриваемых кварцитах очень характерны агрегатные псевдоморфозы по вкрапленникам плагиоклаза, микрогранобластовые скопления в основной массе, а

также жилки и полосы с неправильными и нечеткими границами. Часто по вкрапленникам плагиоклаза образуются агрегатные мономинеральные (кварц, каолинит или алунит), двуминеральные (алунит с каолинитом) или трехминеральные псевдоморфозы (алунит, каолинит с кварцем). Алуниты всегда более крупнозернистые и растут в массе каолинита. Видно, что кристаллизация алунита происходила несколько позже каолинита.

*Монокварциты* представлены белыми, кремовыми, светло-серыми и светло-розовыми породами. Слагают основную часть Гомшатехского массива. Выходы их составляют площадь порядка 4 кв. км, при средней мощности 250 м. Сложены они, главным образом, кварцем (с подчиненной ролью халцедона) от 90 до 98%, в незначительном количестве присутствуют также магнетит, рутил, гётит, лимонит, а также пирит, реальгар, аурипигмент, галенит, энаргит, антимонит, мусковит и кальцит. Кроме минералов железа и рутила, остальные минералы встречаются редко. Содержание рутила менее 0,2—0,3%, магнетита, ярозита, гётита иногда достигает 1—2%, а сумма всех сульфидов обычно находится в пределах сотых долей процента. Текстура кварцитов реликтовая, литокластическая. Тонкозернистый кварц замещает породы полностью, причем сохраняются не только литокластические текстуры туфов и микроструктуры вулканических обломков, контуры всех кристаллов-вкрапленников плагиоклаза и пироксена, но также лейстов и микролитов основной массы. В перекристаллизованных участках микроструктуры гранобластовые, тонко- или среднезернистые. Отмечаются микрогранобластовые скопления на фоне относительно микрозернистого агрегата кварца. Размеры зерен кварца в гломеробластах около 0,1—0,05 мм, а в тонкозернистой основной массе—0,01—0,02 мм. В ряде типов монокварцитов отмечается полная перекристаллизация и исчезновение первичных микроструктур изверженных пород. Однако интенсивность перекристаллизации не так сильна, чтобы полностью уничтожить контуры отдельных обломков туфа, даже псаммито-псефитовой размерности. Полностью перекристаллизованные типы кварцитов (отдельные обломки и глыбы в туфах) отличаются массивной структурой и мозаичными микрогранобластовыми микроструктурами.

*Аргиллизиты* представлены белыми и пепельно-серыми, с массивной текстурой породами. Они развиты в контурах Гомшатехского массива на юго-западном и южном склонах горы. Выделяются два типа аргиллизированных пород—каолинит-гидрослюдяной (верхняя фация) и карбонат-гидрослюдяной (нижняя фация). В аргиллизитах кроме кварца характерно присутствие в парагенезисах гидросерицита, каолинита, монтмориллонита и других глинистых минералов, кальцита, а также реликтов полевых шпатов. Присутствуют также мелкие зерна и пылевидные частицы магнетита, игольчатые кристаллы рутила, единичные мелкие зерна галенита и халькопирита. Аргиллизиты имеют полиминеральный состав с приблизительно равными количественными соотношениями гидросерицита, каолинита и кварца. Для аргиллизитов, как и вторичных кварцитов Гомшатехского массива, характерны скрыто- и микрокристаллические структуры. В них сохраняются структуры массивных, полифировых лав андезитов и андезито-дацитов. Типичны мономинеральные (каолинит или гидросерицит) и двуминеральные (каолинит с гидросерицитом) агрегатные псевдоморфозы по плагиоклазам вкрапленников. В аргиллизитах, в отличие от пород вторичных кварцитов, разрушен кварцевый каркас, а микрогранобласты кварца рассеяны на фоне глинистых минералов каолинит-гидросерицитового агрегата. Каолинит-гидрослюдяные аргиллизиты по минеральному и химическому составу близки к некоторым известным типам керамических или фарфоровых камней [3].

*Химический состав кварцитов-опалитов и аргиллизитов.* Кварциты



и опалиты имеют различный состав—от относительно чистых разновидностей ( $\text{SiO}_2$  до 97,58% в монокварцитах и 96,13% в меловидных опалитах) с незначительной примесью глинозема, железа, кальция, магния и щелочных металлов—до пород с относительно значительным содержанием этих примесей в алунит-, каолинит- и серицитсодержащих типах пород. В табл. 1 приведены средние и предельные химические составы кварцитов, опалитов и аргиллизитов Гомшатехского массива. В кварцитах содержание кремнезема выше, чем в опалитах, а глинозема, окиси и закиси железа ниже. Количество титана во вторичных кварцитах и аргиллизитах соответствует его содержанию в исходных туфах и лавах андезитового состава. В окремненных породах отмечается нередко очень низкое содержание общего железа (ниже 0,48%). Наиболее значительные содержания железа редко достигают 3,14% в монокварцитах и 1,56% в опалитах. Среднее содержание железа в меловидных опалитах 0,03%, стекловидных опалитах 1,33%, в кварцитах 0,86%, в аргиллизитах 0,85%. Железо в окремненных породах представлено в основном акцессорным реликтовым магнетитом, частью ярозитом, лимонитом и гематитом. При кислотном выщелачивании происходит окисление и вынос значительной части железа, нередко практически всего железа. В исходных породах его содержание составляет в среднем 12—14%. Содержание других петрогенных элементов также резко занижено по сравнению с первичными породами. Только в некоторых опалитах отмечается несколько повышенное содержание калия ( $\text{K}_2\text{O}$  до 1,20%), что, видимо, связано с субмикроскопическим, дисперсным алунитом. В кварцитизированных породах отмечается увеличение роли калия по сравнению с натрием. Отношение  $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$  в среднем выше 4, в кварцитах выше 5, а в аргиллизитах выше 2, в исходных андезитах—ниже 1. Во всех случаях выщелоченные породы отличаются повышенным  $\text{K/Na}$  отношением. Аргиллизиты отличаются от пород вторичнокварцитовой формации повышенной ролью глинозема (выше 17%), щелочных элементов (в среднем больше 4%), магния, воды, более низким содержанием кремнезема (в среднем 70%).

Постэруптивный метасоматизм привел к массовому выносу петрогенных, рудных и большинства редких элементов, заключенных в исходных андезитах. Кроме  $\text{Si}$  и  $\text{Ti}$ , а также  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$  и  $\text{Zr}$ , элементы в породах вторичнокварцитовой формации находятся в меньших количествах, чем в свежих породах. В конечную стадию кислотного выщелачивания андезитов образуются высококремнистые и малоглиноземистые, чистые от рудных элементов породы.

Изучение поведения элементов—примесей и петрогенных элементов в разрезах пород вторичных кварцитов и аргиллизитов и свежих вулканических пород миоплиоценовых толщ бассейна р. Салвард выявило следующие особенности (рис. 2).

1. *Монокварцевая и опаловая фации.* При фумарольно-сульфатном метаморфизме вулканических миоплиоценовых пород и образовании опалитов и монокварцитов за счет пород базальт-андезит-дацитовой серии выносятся  $\text{Al}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{K}$  и  $\text{Mn}$  из главных петрогенных элементов, а также  $\text{Ni}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Yt}$ ,  $\text{Yb}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Cu}$  и  $\text{Zn}$ . Привнос характерен для кремнезема, воды и некоторых металлов, в частности,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Sb}$ ,  $\text{Bi}$  и  $\text{Sn}$  (тысячные и десятитысячные доли). Кремний и титан остаются на месте проявления процессов кислотного выщелачивания. В пределах окремненных пород остаются также  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$  и  $\text{Zr}$ .

2. *Алунитовая фация.* Образование алунитсодержащих кварцитов и опалитов сопровождается также интенсивным выносом петрогенных и других рассеянных элементов, небольшим выносом алюминия, калия, натрия (в богатых алунитовых типах пород), но более значительным, чем в монокварцевой фации.

Средние химические составы пород формаций вторичных кварцитов и аргиллизитов г. Гомшатех

Компоненты	Меловидный опалит (6)	Стекловидный опалит (3)	Монокварцит (11)	Алунитовый кварцит (2)	Аргиллизит (7)
SiO <sub>2</sub>	93,26(90,01—96,13)	80,39(75,69—83,85)	95,81(89,40—97,58)	79,23(67,09—91,49)	69,11(61,71—75,74)
TiO <sub>2</sub>	0,78( 0,50—1,50)	1,13( 0,84—1,50)	0,67( 0,30—1,25)	0,75( 0,50—1,00)	0,74( 0,50—1,25)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,65( 0,82—5,29)	5,86( 3,22—8,30)	1,42( 0,65—3,71)	9,72( 2,23—17,21)	17,38(15,30—19,82)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03(сл.—0,60)	1,05( 0,60—1,56)	0,32( сл. —1,02)	0,62( 0,41—0,82)	0,81( сл. —1,85)
FeO	сл.	0,28( сл. —0,56)	0,54( сл. —2,84)	сл.	0,04( сл. —0,28)
MnO	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.
CaO	0,46( 0,41—0,64)	0,49( 0,14—0,70)	0,34( 0,19—0,56)	0,73( 0,43—1,02)	0,82( 0,54—1,22)
MgO	0,31( сл. —0,76)	0,43( 0,24—0,76)	0,36( 0,10—0,60)	0,81( 0,68—0,93)	1,05( сл. —2,01)
Na <sub>2</sub> O	0,09( 0,06—0,12)	0,25( 0,12—0,37)	0,05( сл. —0,12)	0,52( 0,20—0,85)	1,81( 1,00—3,30)
K <sub>2</sub> O	0,37( 0,16—0,60)	1,30( 1,10—1,60)	0,27( 0,05—0,60)	0,70( 0,70—0,70)	2,91( 1,50—5,50)
H <sub>2</sub> O	0,53( 0,35—0,76)	0,94( 0,39—1,61)	0,03( сл. —0,08)	0,02( 0,02—0,03)	0,74( 0,35—1,50)
п.п.п.	1,94( 0,86—2,90)	7,56( 5,34—9,05)	0,63( 0,01—1,03)	1,08( сл. —2,17)	4,62( 2,61—9,90)
SO <sub>2</sub>	сл.	сл.	сл.	5,65( 2,24—9,06)	сл.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04( сл. —0,13)	0,11( сл. —0,28)	0,05( сл. —0,13)	0,12( сл. —0,23)	0,02( сл. —0,11)
Σ	100,46	99,79	100,49	100,01	100,05

Примечание: цифры в скобках—число анализов.

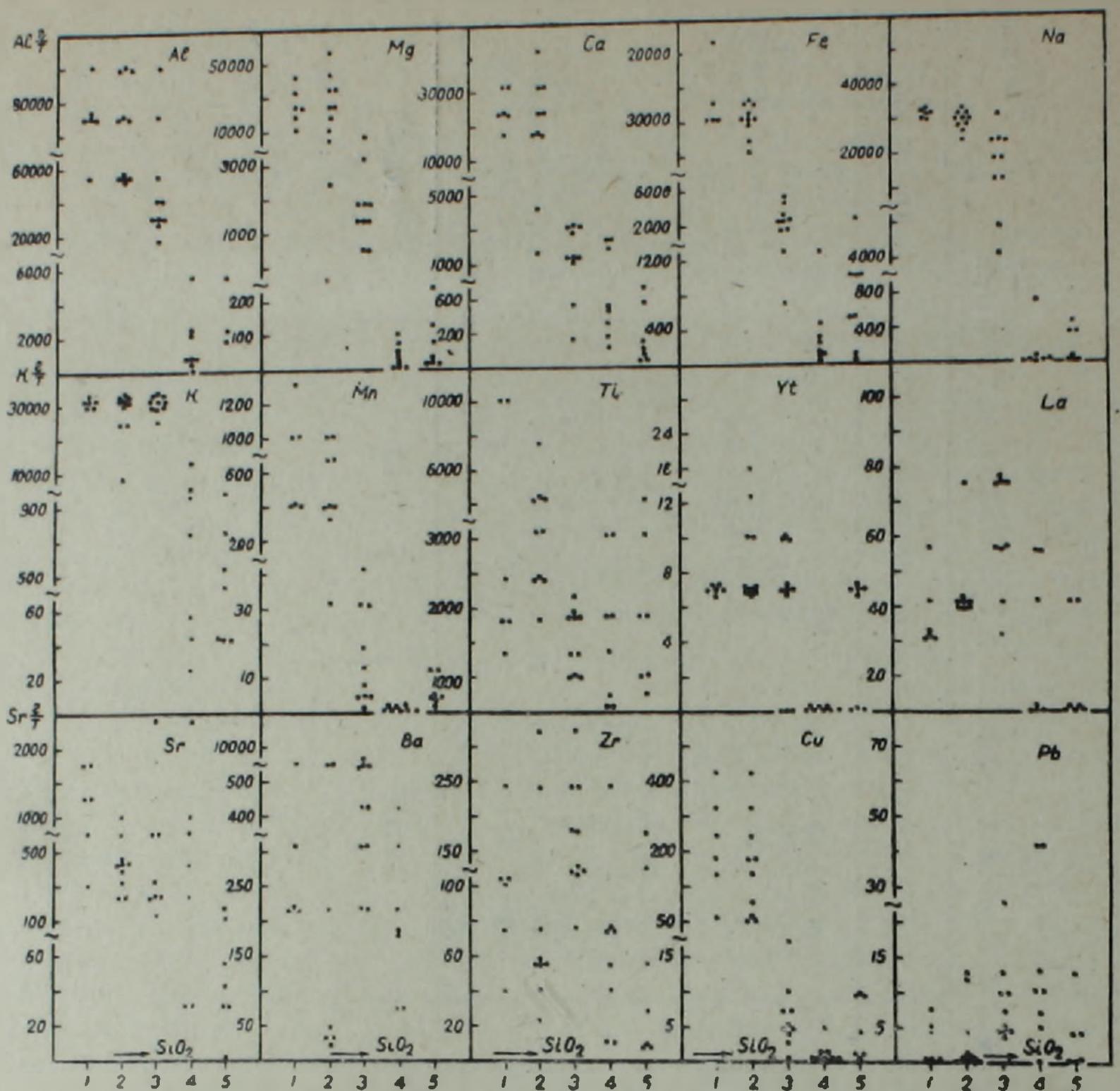


Рис. 2. «Очищение» элементами-примесями и металлами при кислотном выщелачивании на Гомшатехском массиве.

3. *Каолинит-гидрослюдяная фация аргиллизитов.* При инертности кремния, титана и алюминия из этой фации аргиллизитов выносятся магний, кальций, железо (здесь железо сохраняется на один-два порядка больше, чем в монокварцитах и опалитах), марганец, никель, кобальт, ванадий. На месте проявления процесса аргиллизации остается практически вся масса Zr, Yt, Yb, Ba, Be и Rb.

Таким образом, если принять  $TiO_2$ ,  $SiO_2$  инертными (в том смысле, что они мигрируют только в областях кислотного выщелачивания), то в монокварцевой фации происходит очень интенсивный вынос всех петрогенных элементов. Часть калия и алюминия фиксируется только в алунитовой фации. В аргиллизитах, как и в алунитовых кварцитах, инертными являются также Na, K и Al. Содержание петрогенных элементов и элементов-примесей в них выше, чем в породах монокварцевой фации.

В кварцитизированных породах и аргиллизитах Гомшатехского массива обогащение перемещенными компонентами не отмечается. Исключение составляет зона охристо-желтых лимонитовых кварцитов в привершинной полосе горы, обогащенной железом.

*Происхождение кварцитизированных пород и аргиллизитов.* Гомшатехское месторождение вторичных кварцитов, опалитов и аргиллизитов представляет уникальное явление. В постэруптивный период

здесь развивается интенсивный пневматолитовый метасоматоз и серная минерализация с образованием огромных объемов монокварцитов и опалитов. В строении Гомшатехского массива участвуют метасоматиты существенно разного состава—вторичные кварциты и аргиллизиты пространственно изолированы, хотя и контактируют, но зонально, в частности, по вертикали не связаны. Одновременно их развитие показывает, что минералогические и геохимические результаты постэрутивного процесса на различных fumarолевых полях палеовулкана были различными в зависимости от состава и термодинамических параметров fumarоля и сольфатар, а также палеогидрогеологических условий в области проявления миоценового вулканизма. В отличие от чистой вторичнокварцитовой формации, данная ассоциация метасоматитов может быть названа аргиллизито-вторичнокварцитовой.

Так, опалиты Северного участка в равной степени можно отнести к вторичнокварцитовой или аргиллизитовой формациям. Это-фумарольно-сольфатарная шляпа, которая расположена гипсометрически выше собственно аргиллизитов и фиксирует ультракислую сольфатарную зону аргиллизации [6]. Опалитовая зона нами вслед за Н. И. Наконником (1964), включена в формацию fumarолевых вторичных кварцитов, ввиду пространственной изолированности ее от фации аргиллизитов. Известно, что процессы вторичной кварцитизации и аргиллизации по физико-химическим параметрам смыкаются или перекрывают друг-друга. В ходе аргиллизации возникают породы, характерные для вторичных кварцитов [6]. Аргиллизиты также являются продуктами исключительно fumarолевых-сольфатарной деятельности «в приповерхностных зонах вулканических построек с участием резко окислительных сульфатно-гидрокарбонатных и сульфатно-галлоидных растворов» [4]. Пространственное сочетание пород двух формаций—вторичных кварцитов и аргиллизитов в Гомшатехском массиве рассматривается как результат сопряженного во времени и пространстве единого петрогенетического процесса. Фации вторичных кварцитов характеризуются сернокислотным изменением и образованием алуниита в кварцитах и опалитах. Характерными минералами здесь, кроме кварца, являются алуниит, каолинит и опал. Фации аргиллизитов присущи силикатно-калиевое изменение и кристаллизация гидрослюд (характерные минералы, кроме кварца,—гидросерицит, каолинит и кальцит). Газогидротермы обогащены кремнеземом, который осаждается на всех уровнях. В зонах аргиллизитов растворы имеют высокую концентрацию калия. Концентрации калия и натрия в зонах вторичных кварцитов, наоборот, резко падают. На границе вторичных кварцитов и аргиллизитов исчезают кремнистый каркас и алуниит, появляются гидрослюда, монтмориллонит, другие глинистые минералы, резко увеличивается количество каолинита. В результате этого породы приобретают меловидный облик.

Происхождение вторичных кварцитов и аргиллизитов Гомшатехского массива связано с fumarолевых-сольфатарной деятельностью неогеновых вулканов. В пользу этого можно привести следующие данные. 1. Вторичные кварциты, опалиты и аргиллизиты развиты на площадях исключительно вулканических средне-верхнемиоценового возраста; они образовались в результате кислотного выщелачивания миоценовых пирокластических пород жерловой и околожерловой фации; наблюдается разрыв во времени и пространстве от олигоцен-нижнемиоценовых гранитоидных интрузивов района. 2. Гидротермальные метасоматиты размещены вне зависимости от контактов субвулканических или экструзивных тел, тем более от плутонических интрузивов. Процессы выщелачивания происходят в приповерхностной или сольфатарной фации в основном по пирокластическим продуктам Гомшатехской вулкано-ку-

польной структуры. 3. Пирокластические породы интенсивно изменены на значительной площади (до 6 кв. км) вокруг привершинной части г. Гомшатех и на значительную глубину (до 500 м). Постэруптивные изменения были длительными и охватили весь объем эксплозивно-обломочной толщи, среди кварцитов или аргиллизитов выходы неизменных типов одновозрастных пород не отмечаются. 4. Фумарольно-сульфатарные процессы проявились после эксплозивной деятельности вулкана, до излияния потоков андезитовых лав салвардской толщи. Потоки свежих андезито-базальтов покрывают окрепленную толщу пирокластов. 5. Объемы пород, измененных сернистыми растворами, огромны—несколько млрд. тонн без учета эродированной части массива. Фумарольно-сульфатарные изменения распространены от предполагаемого центра извержения в радиусе 1,5 км.

Кварциты-опалиты образовались в области аппарата миоценового вулкана Гомшатех. Мощное развитие эксплозивных продуктов вулканизма (суммарная мощность примерно 2 км) в миоцене указывает на существование в это время на глубине газонасыщенной магмы. Именно поэтому породы формации вторичных кварцитов образовались на площади г. Гомшатех, а не на г. г. Салвард и Шахапонк, которые, по видимому, не были центрами эксплозивной деятельности и значительно удалены от г. Гомшатех.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 14.VI.1985.

Ա. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Հ. Պ. ԳՈՒՅՈՒՄԶՅԱՆ, Է. Մ. ՆԱԼԲԱՆԴՅԱՆ

ԳՈՄՇԱՏԵԴԻ ԶԱՆԳՎԱԾԻ ՔՎԱՐՑԻՏՆԵՐԻ ԵՎ ՕՊԱԼԻՏՆԵՐԻ ՏԵՂԱԴՐՄԱՆ  
ԵՎ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ՕՐԻՆԱԶԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Սիլիկահողային ապարներն առաջացել են կայնոտիպ անդեզիտների ֆումարոլային-սուլֆատարային փոփոխման հետևանքով՝ միոցենի հասակի Գոմշատեղի պոլիգեն հրաբխային ապարատի շրջակայքում: Հոգվածում տրվում է Գոմշատեղի զանգվածի քվարցիտների, օպալիտների և արգիլիզիտների երկրաբանական կառուցվածքի առանձնահատկությունները, ծագումը, նրանց ապարագրական և ապարաքիմիական բնութագիրը: Այս հանքավայրի օպալիտները և քվարցիտները, ըստ տեխնոլոգիական փորձարկումների, դիտվում են որպես լեռնատեխնիկական և լեռնաքիմիական հումք՝ վոլաստոնիտ, նատրիումի մետասիլիկատ, տարրեր մետաղների ջրասիլիկատներ, մաքուր սիլիցիումի երկօքսիդ, օպտիկական և տեսականային ապակի, ինչպես նաև այլ արժեքավոր սիլիկատային նյութեր ստանալու համար:

A. I. KARAPETIAN, H. P. GUYUMDJIAN, E. M. NALBANDIAN

REGULARITIES OF THE GOMSHATEGH MASSIF QUARTZITES AND  
OPALITES DISTRIBUTION AND GENESIS

A b s t r a c t

The Gomshategh massif quartzites, opalites and argillizites geological structure and genesis are considered, their detailed petrographical

and petrochemical characteristics are brought. The siliceous rocks have been formed as a result of the Pliocene Gomshategh polygenous volcano apparatus andesites fumarole-solfataric alteration. Technological tests show the opalites and quartzites to serve as a raw material for wollastonite, sodium metasilicate, different metals hydrosilicates, pure silicium dioxide, optical and other glasses, etc production.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гуюмджян О. П., Яшвили Л. П. Изверженные кремнистые породы (кварцолиты) Вайоцдзора.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, т. XXXIII, № 6, с. 3—16.
2. Карапетян А. И., Гуюмджян О. П., Налбандян Э. М. Об обнаружении месторождения опалитов-нового вида высокотехнологического минерального сырья кремнезема.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, т. XXXVIII, № 2, с. 36—41.
3. Магидович В. И., Финько В. И. Фарфоровые камни.—В кн.: Новые виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, 240 с.
4. Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд. АН СССР, 1963, 172 с.
5. Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР. М.: Недра, 1964, 339 с.
6. Плюшев Е. В., Ушаков О. П., Шатов В. В., Беляев Г. М. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1981, 259 с.
7. Флеренский А. А., Устиев Е. К. Петрография и полезные ископаемые центральной части Нахичеванской АССР. СОПС и петрографический институт, сер. Закавказская, вып. 16, 1935, 102 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 1, 23—31, 1986

УДК:552.313(479.25)

Ю. Г. ГУКАСЯН

#### ПЛАГИОКЛАЗЫ АРАГАЦКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Рассматриваются особенности химического состава, оптические свойства и рентгеноструктурная характеристика плагиоклазов в разнотипных породах Арагацкого вулканического комплекса. Выявлены закономерности изменения их состава в ряду альбит-анортит в направлении от основных к кислым породам комплекса.

Плагиоклаз является наиболее важным и характерным минералом всех разновидностей пород верхнеплиоцен-четвертичного вулканического комплекса Арагаца. Количественное распределение этой минеральной фазы в породах комплекса нестабильное и варьирует в широких пределах. Так, в основных породах содержание его вкрапленников колеблется от 0,7% (олигофиновые разности) до 18%, в андезитах составляет 7,5—12,5%, в редких случаях (лавы дзорапского типа)—24%, а в андезито-дацит-дацитах варьирует в пределах 4,6—19%. Микроскопический анализ морфологических особенностей, габитуса и размерности зерен плагиоклаза в шлифах и его взаимоотношения с другими минеральными фазами позволяют установить три генерации этого минерала, кристаллизующегося в большом временном и температурном интервале, отвечающем интрателлурической и эффузивной стадиям кристаллизации. Порфиновые вкрапленники первой генерации образуют идиоморфные зерна призматического и реже табличчатого габитуса, относящиеся к размерной категории от 0,5 до 2,7 мм. В основном встречаются sdвойникованные по граням (100) и (010) кристаллы и реже зерна с полисинтетическим двойникованием и с

and petrochemical characteristics are brought. The siliceous rocks have been formed as a result of the Pliocene Gomshategh polygenous volcano apparatus andesites fumarole-solfataric alteration. Technological tests show the opalites and quartzites to serve as a raw material for wollastonite, sodium metasilicate, different metals hydrosilicates, pure silicium dioxide, optical and other glasses, etc production.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гуюмджян О. П., Яшвили Л. П. Изверженные кремнистые породы (кварцолиты) Вайоцдзора.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, т. XXXIII, № 6, с. 3—16.
2. Карапетян А. И., Гуюмджян О. П., Налбандян Э. М. Об обнаружении месторождения опалитов-нового вида высокотехнологического минерального сырья кремнезема.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, т. XXXVIII, № 2, с. 36—41.
3. Магидович В. И., Финько В. И. Фарфоровые камни.—В кн.: Новые виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, 240 с.
4. Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд. АН СССР, 1963, 172 с.
5. Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР. М.: Недра, 1964, 339 с.
6. Плюшев Е. В., Ушаков О. П., Шатов В. В., Беляев Г. М. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1981, 259 с.
7. Флеренский А. А., Устиев Е. К. Петрография и полезные ископаемые центральной части Нахичеванской АССР. СОПС и петрографический институт, сер. Закавказская, вып. 16, 1935, 102 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 1, 23—31, 1986

УДК:552.313(479.25)

Ю. Г. ГУКАСЯН

#### ПЛАГИОКЛАЗЫ АРАГАЦКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Рассматриваются особенности химического состава, оптические свойства и рентгеноструктурная характеристика плагиоклазов в разнотипных породах Арагацкого вулканического комплекса. Выявлены закономерности изменения их состава в ряду альбит-анортит в направлении от основных к кислым породам комплекса.

Плагиоклаз является наиболее важным и характерным минералом всех разновидностей пород верхнеплиоцен-четвертичного вулканического комплекса Арагаца. Количественное распределение этой минеральной фазы в породах комплекса нестабильное и варьирует в широких пределах. Так, в основных породах содержание его вкрапленников колеблется от 0,7% (олигофиновые разности) до 18%, в андезитах составляет 7,5—12,5%, в редких случаях (лавы дзорапского типа)—24%, а в андезито-дацит-дацитах варьирует в пределах 4,6—19%. Микроскопический анализ морфологических особенностей, габитуса и размерности зерен плагиоклаза в шлифах и его взаимоотношения с другими минеральными фазами позволяют установить три генерации этого минерала, кристаллизующегося в большом временном и температурном интервале, отвечающем интрателлурической и эффузивной стадиям кристаллизации. Порфиновые вкрапленники первой генерации образуют идиоморфные зерна призматического и реже табличчатого габитуса, относящиеся к размерной категории от 0,5 до 2,7 мм. В основном встречаются sdвойникованные по граням (100) и (010) кристаллы и реже зерна с полисинтетическим двойникованием и с

изъеденными или оплавленными очертаниями. Вкрапленники второй генерации по составу мало отличаются от таковых интрателлурической кристаллизации. В основном они имеют меньшие размеры (до 0,3 мм), длиннопризматический габитус, частично оплавлены и корродированы. К третьей генерации относятся лейсты и микролиты плагиоклаза, участвующие в строении основной массы пород.

*Оптические свойства.* Произведено большое количество (500) замеров оптических параметров плагиоклазов главных типов пород Арагацкого комплекса. Результаты замеров показывают, что плагиоклазы изученного комплекса в изоморфном ряду альбит-анортит относятся к андезин-лабрадору с изменением состава от 30 до 70% Ап, что близко соответствует данным, полученным аналитическим путем. В основных породах плагиоклазы первой и второй генераций относятся к лабрадору с вариацией состава от 50 до 70% анортита, причем наибольшую основность обнаруживают плагиоклазы базальтов и андезито-базальтов поздних излияний. Плагиоклазы третьей генерации (лейсты) в этих породах отличаются от фенокристаллов на 2—4% в сторону покисления.

Фенокристаллы плагиоклаза из андезитов по составу меньше варьируют (от 42—43 до 52—53% Ап) и относятся к андезину и андезин-лабрадору. В редких случаях (где наблюдается постепенный переход от андезито-базальтов к андезитам) анортитовый компонент доходит до 62—66%. Лейсты по составу мало отличаются от вкрапленников первой и второй генераций с возрастанием на 4—6% альбитового компонента.

В кислых вулканитах фенокристаллы плагиоклаза относятся к андезину и андезин-лабрадору с вариацией анортитового компонента от 30 до 54%, а лейсты отличаются от фенокристаллов на 10—15%.

По ориентировке оптической индикатрисы кристаллов плагиоклаза установлено, что двойниковые срастания происходят обычно по альбитовому, карлсбадскому и альбит-карлсбадскому (в редких случаях по альбит-эстерельскому и манебахскому) законам. Оптические замеры плагиоклазов использовались также для определения степени упорядоченности (по диаграмме А. С. Марфунина [1]), варьирующей от 0,0 до 1,00. Изучение зональных кристаллов плагиоклазов показало, что они характеризуются нормальной (а плагиоклазы кислых пород — иногда и обратной) зональностью, причем в основных и средних породах она проявлена слабее, чем в кислых. О температурном состоянии плагиоклазов можно судить по величинам углов  $2V$ , варьирующим в широких пределах и в некоторой степени отражающим изоморфное замещение Са на Na. Значения  $2V$  андезинов из кислых вулканитов концентрируются в основном вдоль высокотемпературной кривой (по графику Смита в сводке У. А. Дира и др. [2]) (рис. 1). По значению  $2V$  плагиоклазов из основных и средних пород однозначно судить об упорядоченности трудно, поскольку их составы варьируют в основном в интервале 40—60% Ап (за исключением некоторых составов выше 60% Ап), а на графике Смита кривые на этих интервалах сближены.  $2V$  плагиоклазов из основных пород, имеющих состав выше 50% Ап, всегда положительный и колеблется в пределах от +74 до +82°; из андезитов — от +76 до +88°, а в кислых вулканитах имеет более широкий диапазон — от ±76 до ±88°. Определенные по показателям преломления (варьирующим в пределах  $N_g$ —1,549—1,572;  $N_p$ —1,542—1,562) составы плагиоклазов близко отвечают данным химических анализов.

*Особенности химизма.* Для характеристики особенностей химизма плагиоклазов Арагацкого комплекса произведены пятнадцать полных

силикатных химических анализов, результаты которых помещены в табл. 1, а в табл. 2 приводятся кристаллохимические формулы плагиоклазов, пересчитанные на 32 атома кислорода и молекулярные содержания их главных компонентов. Данные табл. 2 указывают на принадлежность изученных плагиноклазов к андезину и лабрадору с колебанием содержания главных компонентов в пределах:  $Ab_{33,6-57,5}An_{34,7-64}$ ,  $O_{1,5-7,6}$ . Кристаллохимические формулы большинства образцов плагиноклазов обнаруживают небольшой избыток катионов в группе X за счет нахождения  $Fe^{3+}$ , Ti и Mg, которые, вероятно, связаны с мелкими вростками темноцветных минералов или стекла. Общее содержание ка-

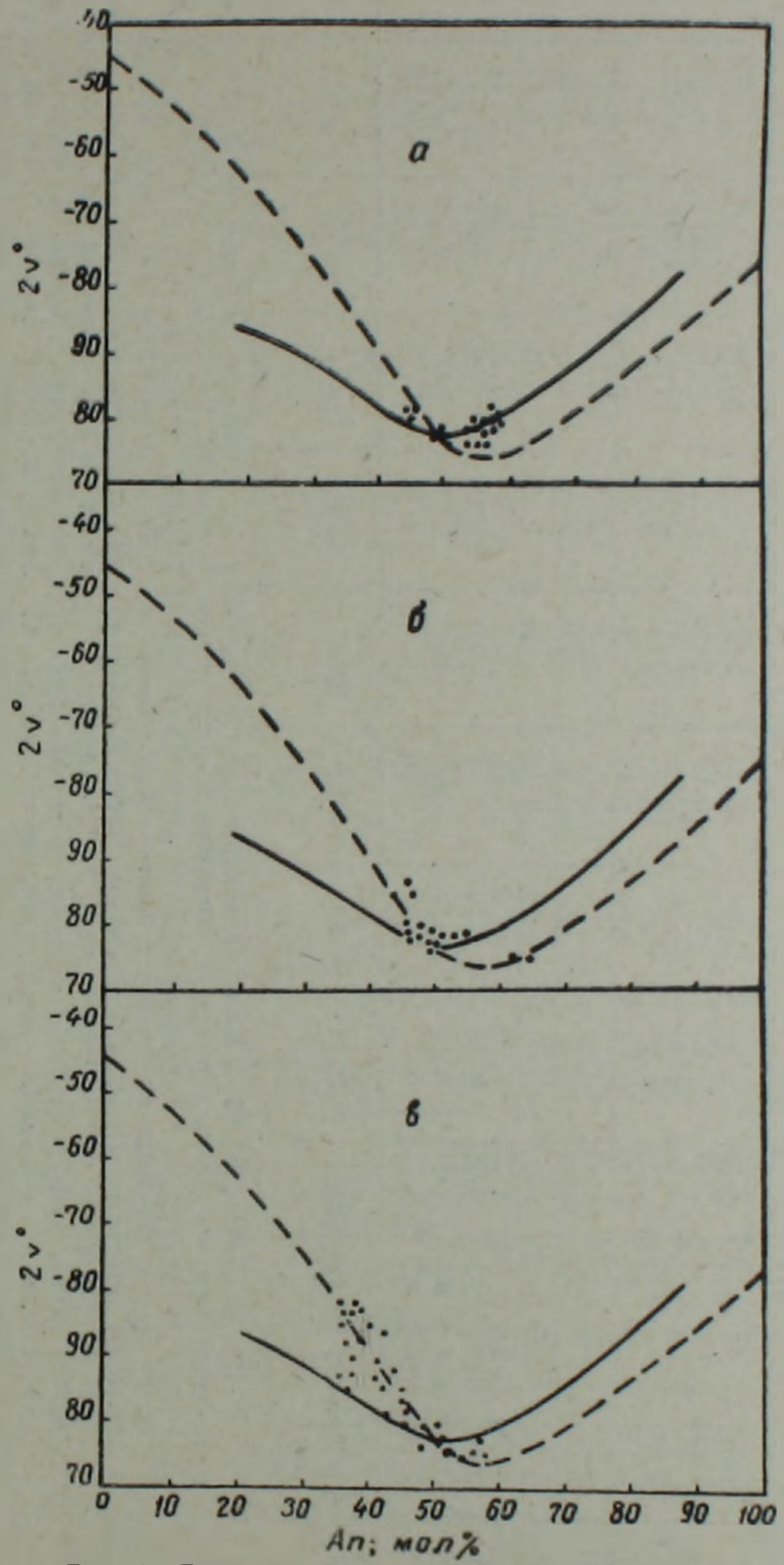


Рис. 1. Диаграмма зависимости угла оптических осей от состава плагиноклазов Арагацкого вулканического комплекса.

Таблица 1

## Химический состав плагиоклазов Арагацкого вулканического комплекса

Окис- лы	Номера образцов														
	62	58	1	32	21	67	72	68	8	70	3	54	13	42	31
SiO <sub>2</sub>	52,51	54,96	53,27	53,56	51,34	52,94	58,74	56,30	55,79	59,17	56,88	55,76	57,60	58,86	58,14
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,11	0,11	0,07	0,10	0,13	0,08	0,10	0,11	0,10	0,11	0,06	0,11	0,06	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,21	27,76	28,56	28,51	31,30	28,45	24,83	27,11	26,95	25,17	26,34	26,80	26,15	25,51	24,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	сл.	0,21	0,59	0,12	сл.	0,56	сл.	0,10	сл.	0,14	сл.	сл.	1,08	сл.
FeO	0,18	0,32	0,25	0,77	0,18	0,30	0,11	0,30	0,14	0,20	0,10	0,24	0,21	0,11	0,30
MnO	н.о.	сл.	сл.	0,01	н.о.	0,01	н.о.								
CaO	11,53	9,72	10,97	12,01	12,88	11,08	8,34	9,38	9,16	6,55	8,06	9,26	8,03	7,78	7,34
MgO	0,24	0,57	0,33	0,21	0,56	0,56	0,16	0,24	0,45	0,24	0,16	0,48	0,24	0,23	0,48
Na <sub>2</sub> O	4,35	5,20	5,90	4,25	3,70	4,68	5,05	5,07	5,68	6,00	5,80	5,72	6,00	5,50	7,20
K <sub>2</sub> O	0,38	0,70	0,40	0,25	0,30	0,60	0,66	0,37	0,68	1,25	0,84	0,83	0,97	1,12	0,75
H <sub>2</sub> O	0,40	н.о.	н.о.	0,10	н.о.	0,22	0,54	н.о.	0,08	н.о.	0,20	н.о.	0,28	0,20	0,08
п.п.п.	0,76	0,22	н.о.	0,20	н.о.	0,57	0,50	1,28	0,44	0,96	0,94	0,76	н.о.	0,30	0,68
Σ	99,73	99,56	10000	10053	10048	99,53	99,56	10015	99,58	99,64	99,57	99,91	99,59	10076	99,61

*Примечание:* обр. 62—базальт, северный склон г. Арагац у с. Манташ; 58—андезито-базальт, каньон р. Манташ, верхнее течение, нижняя пачка, 1—андезито-базальт, каньон р. Амберд у с. Бюракан, нижняя пачка, 32—андезито-базальт, каньон р. Амберд у с. Антарут, верхняя пачка; 21—андезито-базальт, каньон р. Касах у с. Оганаван, верхний (Аштаракский) поток; 67—андезито-базальт, правый борт ущелья р. Амपुर, верхний поток (лава вулкана Тирин-Катар); 72—андезит, ущелье р. Амपुर у г. Кара-даг, средний горизонт; 68—андезито-дацит ущелье р. Амपुर у места слияния рр. Амपुर и Архашан; 8—андезито-дацит, р-н с. Апаран; 70—андезито-дацит, верхний пояс г. Арагац, у оз. Карелич; 3—андезито-дацит, каньон р. Амберд, севернее с. Антарут; 54—андезито-дацит, ущелье р. Манташ, верхнее течение; 13—андезито-дацит, западный склон массива г. Арагац; 42—дацит, западная вершина г. Арагац (верхушка); 31—туфолава (состав дацитовый), каньон р. Амберд, у с. Бюракан, нижний горизонт. Анализы выполнены в хим. лаб. ИГН АН Арм. ССР (аналитиками З. Ш. Гаспарян, Л. А. Оганесян) и ИГФМ АН Укр. ССР (аналитиком Г. А. Скринник).

Таблица 2

## Кристаллохимические формулы и параметры состава плагиноклазов Арагацкого комплекса

Ком- понен- ты	Номера образцов														
	62	58	1	32	21	67	72	68	8	70	3	54	13	42	31
Si	9,646	9,985	9,688	9,720	9,287	9,724	10,636	10,206	10,135	10,692	10,355	10,15	10,41	10,521	10,563
Ti	0,011	0,015	0,015	0,010	0,013	0,018	0,011	0,013	0,015	0,013	0,015	0,009	0,015	0,008	0,016
Al	6,327	5,948	6,125	6,100	6,674	6,161	5,299	5,795	5,773	5,361	5,654	5,751	5,572	5,375	5,251
Fe <sup>+3</sup>	0,011	—	0,028	0,081	0,015	—	0,076	—	0,013	—	0,020	—	—	0,146	—
Fe <sup>+2</sup>	0,027	0,048	0,023	0,117	0,027	0,046	0,016	0,046	0,022	0,030	0,015	0,036	0,031	0,016	0,046
Ca	2,269	1,892	2,138	2,336	2,497	2,180	1,618	1,822	1,783	1,268	1,572	1,795	1,554	1,490	1,429
Mg	0,065	0,154	0,090	0,07	0,151	0,153	0,043	0,064	0,122	0,064	0,044	0,130	0,064	0,061	0,130
Na	1,547	1,832	2,081	1,494	1,298	1,667	1,774	1,782	2,002	2,102	2,048	2,020	2,102	1,905	2,537
K	0,088	0,162	0,092	0,057	0,070	0,141	0,152	0,085	0,157	0,287	0,195	0,193	0,224	0,256	0,175
Z	16,0	15,948	15,86	15,91	15,99	15,90	16,023	16,014	15,936	16,066	16,04	15,91	15,995	16,05	15,93
X	4,0	4,058	4,439	4,06	4,043	4,187	3,604	3,799	4,086	3,751	3,874	4,174	3,975	3,73	4,32
Ab	39,6	47,1	48,3	38,4	33,6	41,8	50,1	48,3	50,8	57,5	53,7	50,4	54,2	52,2	61,3
An	58,1	48,7	49,6	60,1	64,6	54,7	45,6	49,4	45,2	34,7	41,2	44,8	40,0	40,8	34,5
Or	2,3	4,2	2,1	1,5	1,8	3,5	4,3	2,3	4,0	7,8	5,1	4,8	5,8	7,0	4,2
Si/Al	1,5	1,7	1,6	1,6	1,4	1,6	2,0	1,8	1,8	2,0	1,8	1,8	1,9	2,0	2,0
Na/Ca	0,7	0,9	0,9	0,6	0,5	0,8	1,1	1,0	1,1	1,7	1,1	1,1	1,4	1,3	1,8



пять образцов вкрапленников плагиоклазов из различных пород комплекса. Определялась степень упорядоченности по графику Д. В. Симмонса [3], а также по графику зависимости  $\Delta(131) = 2\theta_{131} - 2\theta_{\bar{131}}$  от химического состава [4]. Снимки сделаны на дифрактометре УРС—50 ИМ с гейгеровским счетчиком на медном отфильтрованном излучении при скорости сканирования  $0,5^\circ$  в минуту. Дифрактограммы снимались в интервале углов  $2\theta = 29-32^\circ$ , где фиксируются рефлексы (131) и  $(\bar{131})$ , разность которых ( $2\theta$ ) является диагностической. В табл. 3 приведены рентгенометрические данные и структурная характеристика изученных плагиоклазов.

Таблица 3

Состав и структурная характеристика плагиоклазов Арагацкого вулканического комплекса

№№ обр.	% An по кристаллохимической формуле	Отношение Si/Al	$\Delta 2\theta_{131-\bar{131}}$ ( $\Delta 131$ )	Степень упорядоченности ( $\Delta 131$ )
1	50	1,6	2,00	10
62	58	1,5	1,95	50
13	40	1,9	1,95	0 (не упор.)
22	45		1,93	15
42	41	2,0	1,75	73

Примечание: обр. 22—андезит (II этап), каньон р. Амберд, у с. Дзорап. Остальные номера обр. соответствуют таковым в табл. 1.

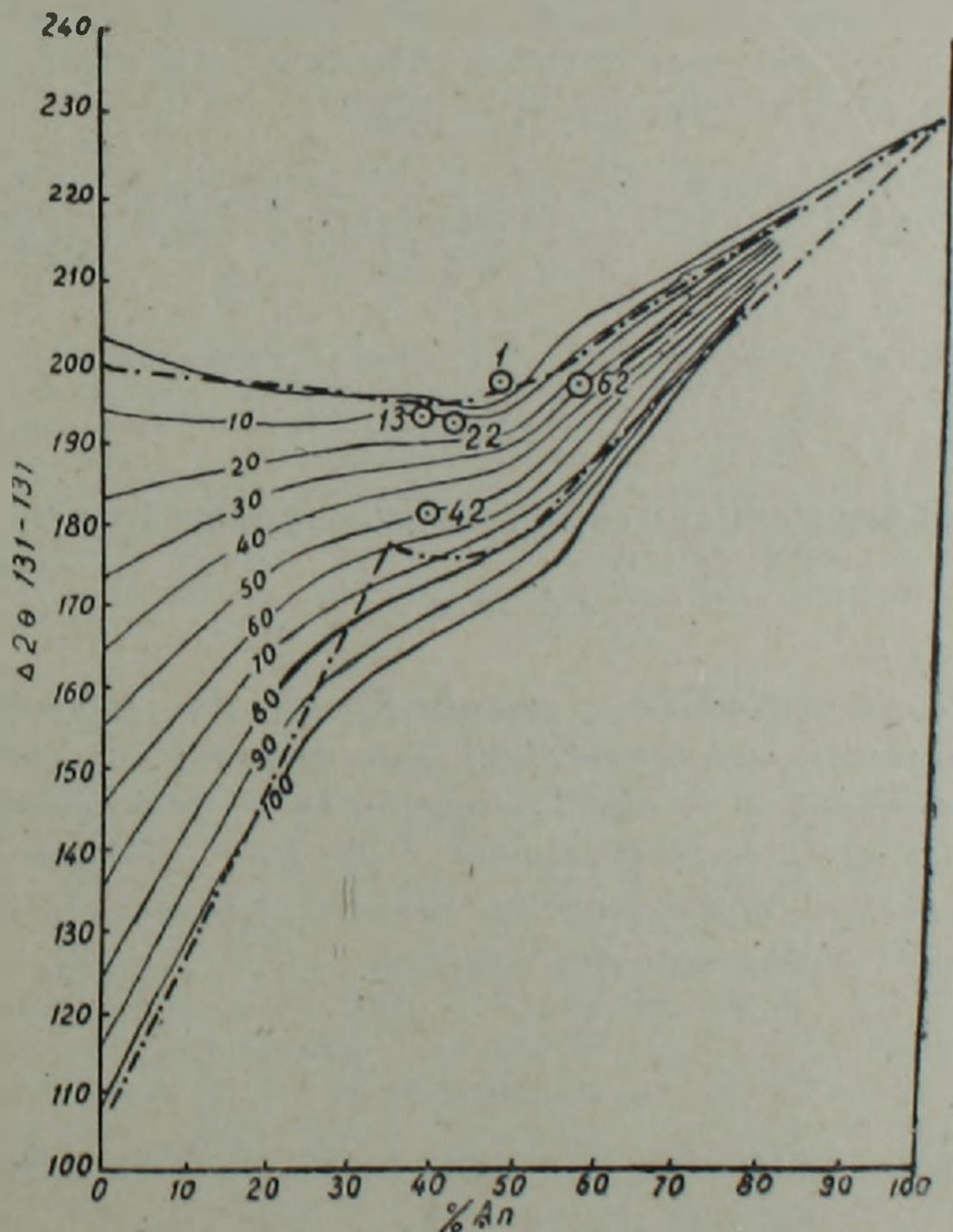


Рис. 4. Положение фигуративных точек и структурное состояние вкрапленников плагиоклазов Арагацкого комплекса на диаграмме зависимости  $\Delta 2\theta_{131-\bar{131}}$  от состава, построенной Бамбауэром и соавторами. Номера кружков соответствуют таковым в табл. 3.

На диаграмме рис. 4, отражающей зависимость между величиной  $\Delta 2\theta_{131-131}$  и химическим составом, видно, что вкрапленники плагиоклазов из андезито-базальтов, андезитов и андезито-дацитов близко подходят к неупорядоченному типу, а из дацитов располагаются вдоль изолинии 50, характеризующей промежуточное состояние. Сопоставление этих данных с оптическими, полученными на диаграмме Марфунина, в общем показывает их близкое соответствие.

Анализ фактического материала по плагиоклазам Арагацкого комплекса позволяет сделать следующие выводы:

1. Все изученные вкрапленники плагиоклазов принадлежат к лабрадор-андезину и имеют сравнительно узкие пределы вариации в ряду андезито-базальт (базальт)—дацит. Наибольшей кальциевостью в основных типах пород обладают плагиоклазы из лав поздних излияний.

2. Небольшой интервал колебания состава фенокристаллов плагиоклаза в каждом типе пород указывает на близко-равновесные соотношения между последними и исходным расплавом.

3. Характер и степень зональности плагиоклазов указывают, что равновесие между расплавом и кристаллами сохранялось только до момента излияния.

4. Близость составов фенокристаллов и лейстов плагиоклазов основных и средних пород указывает на высокую скорость охлаждения, вследствие которой состав кристаллической фазы основной массы не успевал выравняться с остаточным расплавом.

5. Кристаллизация плагиоклазов шла непрерывно в плагиоклазовом поле, не достигая точки тройной эвтектики, в которой к ним присоединился бы и калиевый полевой шпат.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 31.X.1984.

Յու. Գ. ՂՈՒԿԱՍՅԱՆ

## ԱՐԱԳԱԾԻ ՀՐԱԲԵԱՅԻՆ ՀԱՄԱԼԻՐԻ ՊԼԱԳԻՈԿԼԱԶՆԵՐԸ

### Ա մ փ ո փ ու մ

Հոգվածում քննարկված են Արագածի հրաբխային համալիրի տարբեր տիպի ապարներում պլագիոկլազների քիմիական կազմի յուրահատկությունները, նրանց օպտիկական հատկանիշները, ինչպես նաև ուսումնասիրություններին բնութագրելու և հայտ են բերված համալիրի հիմնային ապարներից թթուներին անցնելիս ալբիտ-անորթիտ շարքում պլագիոկլազների կազմության փոփոխման օրինաչափությունները:

Yu. G. GHUKASIAN

## VOLCANIC COMPLEX PLAGIOCLASES OF THE ARAGATZ

### A b s t r a c t

Peculiarities of the chemical composition, optical properties and X-ray structural characteristics of plagioclases in various types of the Aragatz

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. Марфунин 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]:

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

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. Марфунин 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 компонента 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

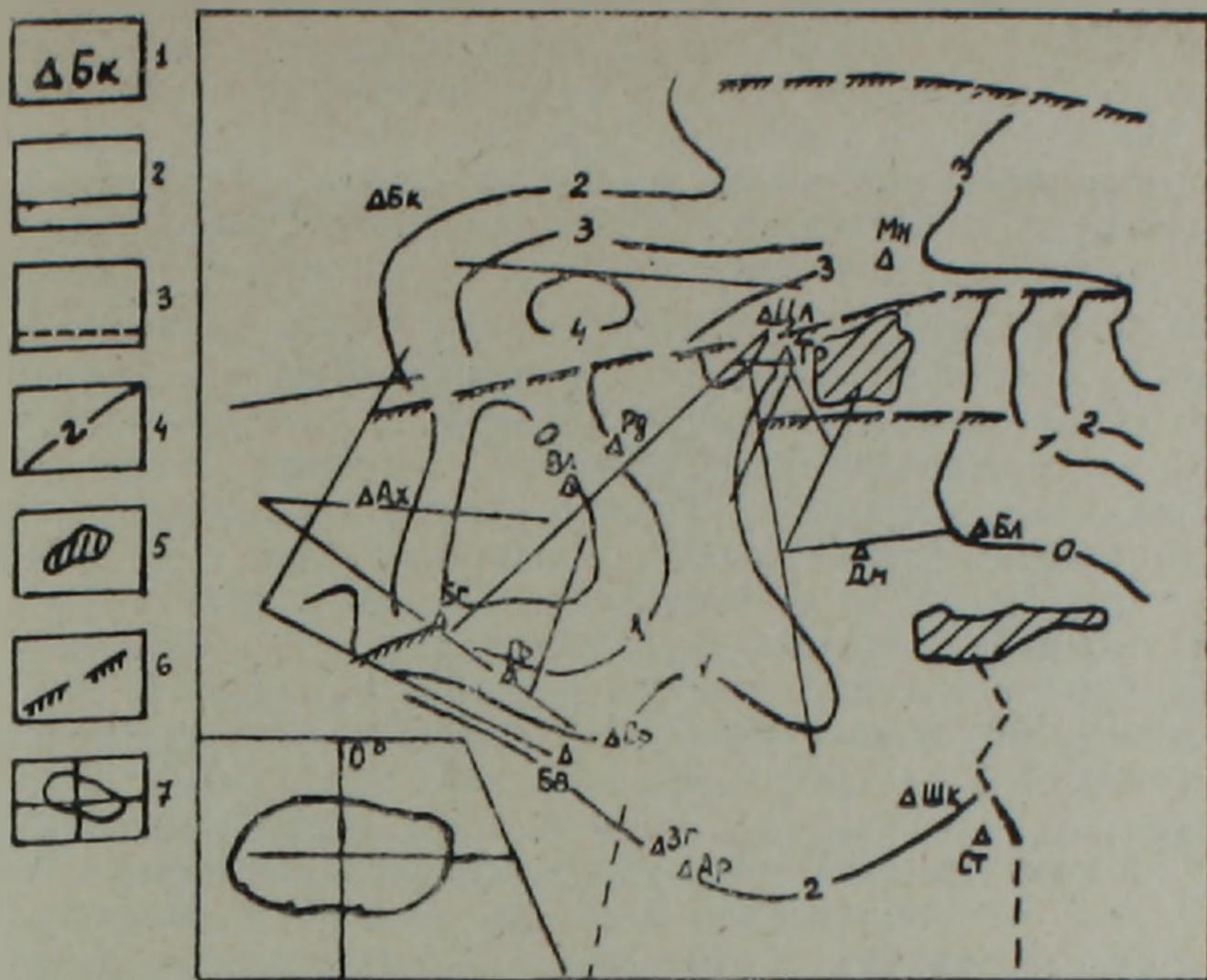


Рис. 1 Схема геофизической изученности Джавахетского нагорья. 1—сейсмические станции; 2—профили КМПВ; 3—профили МОБЗ; 4—изогипсы поверхности фундамента, в км; 5—выходы доюрского фундамента на поверхность; 6—тектонические нарушения; 7—индикатриса скорости продольной волны.

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

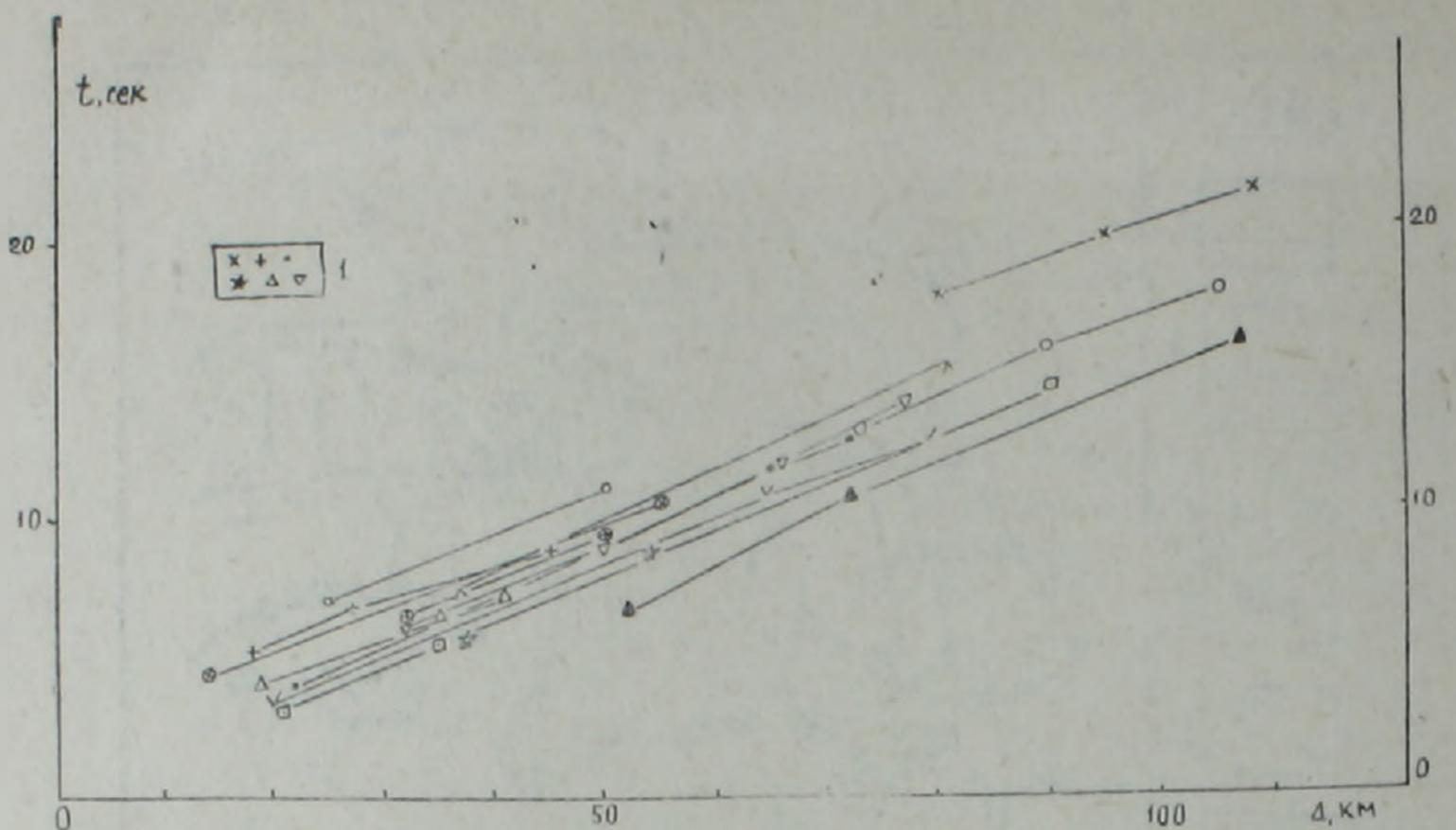


Рис 2 Наблюдаемые годографы продольных волн для азимута распространения колебаний  $110^\circ$ . 1—времена пробега волны от землетрясений.

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

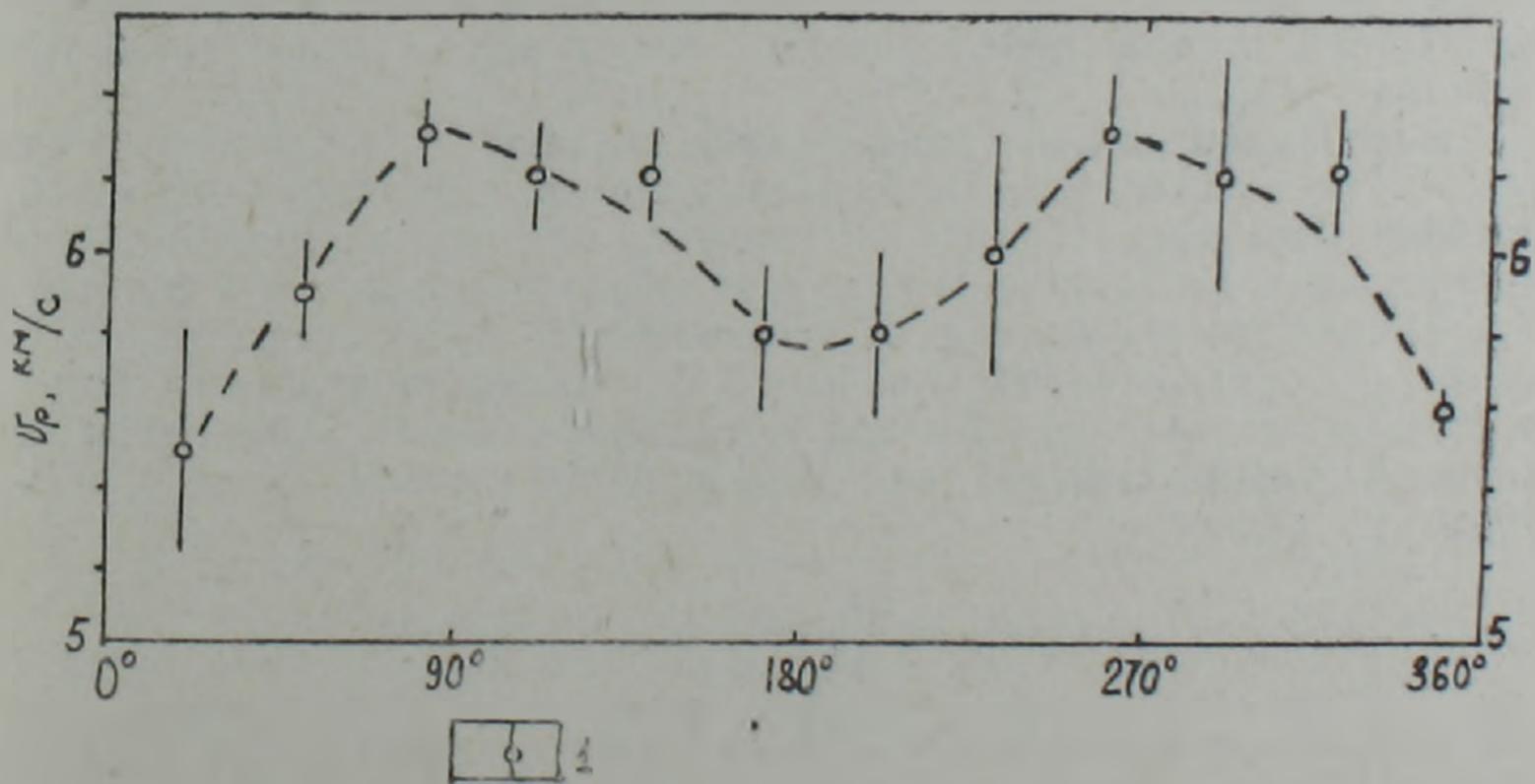


Рис. 3. Сводные графики зависимости скорости распространения продольной волны в фундаменте от азимута распространения колебаний. I — среднее арифметическое значение скорости и доверительный интервал.

<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 географы 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  $i=20-50^\circ$ .

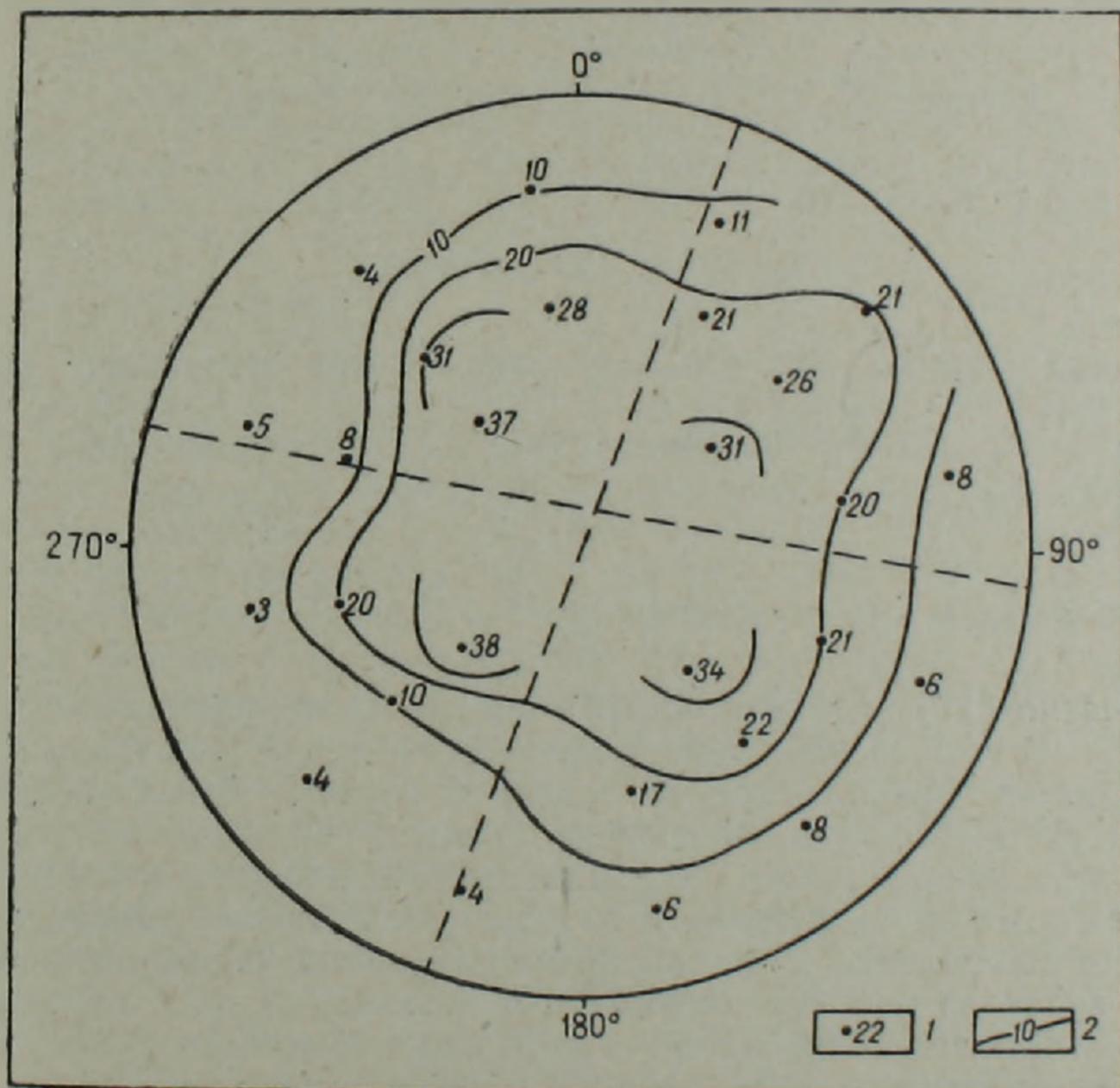


Рис. 4 Экспериментальные стереографические проекции относительных запаздываний ( $\Delta t_{s_1-s_2}$ ), приведенные к пути пробега 10 км. 1—средняя величина  $\Delta t(10) \times 100$ ; 2—изолинии равных времен  $\Delta t(10) \times 100$ .

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>	$l$ , сек	$l$ , град.	$\overline{\Delta t(10)}$ , сек.	$n$	$\overline{D}$ , сек <sup>2</sup>	$l$ 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>	$l$ , с	Индекс точки	$\Delta t(10)$ , с	$n$	$D$ , с <sup>2</sup>	$l$ , 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.

М. С. БАДАЛЯН, А.А. КИРАКОСЯН, И. Б. ОСИПОВА

## ГРАНИЦЫ РАЗДЕЛА В ЗЕМНОЙ КОРЕ АРМЕНИИ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В статье сопоставлены результаты исследований, проведенных разными организациями с сейсмическими станциями «Земля» и «Черепаша» на территории Армянской ССР.

На основе их статистического анализа оценена «точность методики» при определении глубин границ раздела земной коры.

Построены схемы поверхностей кристаллического фундамента, границ Конрада и Мохоровичича, а также мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев.

При построении гравитационной, магнитной, геотермической и других геофизических моделей земной коры помимо соответствующих геофизических данных в качестве исходного материала неизбежно используются также более или менее приближенные модели строения земной коры, которые пока что могут быть получены только по сейсмологическим данным. Построенные на такой основе геофизические модели дают возможность не только изучить состав и физические свойства отдельных слоев земной коры, но и уточнить ее структуру. Примером аналогичных исследований на территории Армении являются работы [1, 10, 12], в которых на основе сейсмометрических разрезов предлагаются наиболее вероятные варианты интерпретации геофизических полей по отдельным профилям.

В настоящее время, в связи с получением новых детальных геофизических данных и соответствующих вычислительных методов, появилась возможность построения трехмерных геофизических моделей, представляющих большой научно-практический интерес. Однако для этой цели необходимо иметь исходную трехмерную, хотя бы приближенную, модель строения земной коры.

В настоящей статье мы попытались собрать воедино все имеющиеся сейсмометрические данные и на этой основе составить схемы границ раздела в земной коре для дальнейшего их использования при построении геофизических моделей. Ниже приводится краткое описание использованных материалов.

Первые данные о глубинном строении земной коры на территории Армении были получены телесеismicким методом [4]. Согласно этим данным (6—7 определений на Малом Кавказе) мощность «гранитного» слоя в среднем составляет  $37 \pm 2$  км, «базальтового» слоя— $15 \pm 2$  км, а земной коры в целом—около 54 км.

На основе изучения дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн в работах [2, 3] для территории Армянской ССР и сопредельных районов приводятся следующие средние данные: мощность осадочного слоя—6 км, мощность «гранитного» слоя—13 км, мощность переходной зоны между «гранитным» и «базальтовым» слоями—8 км, мощность «базальтового» слоя—20 км, общая мощность земной коры в среднем—47 км.

В работе [11] приводится разрез земной коры по профилю Дебальда-Горис, построенный по приближенному способу разностного годографа. Согласно этим данным поверхность Мохоровичича на территории Армении погружается с северо-запада на юго-восток от глубины 50 км (район Ахалкалаки) до глубин 55—58 км (район Гориса).

Методом ГСЗ вблизи северо-восточных границ Армянской ССР

(на территории Азербайджана) были получены следующие данные [8, 9]: мощность осадочного слоя 6 км, «гранитного» слоя—около 14 км, «базальтового» слоя—20—25 км, глубина залегания поверхности М 40—45 км.

Все вышеотмеченные данные являются или непредставительными для данной территории, или слишком осредненными и имеют лишь рекогносцировочное значение для построения моделей строения земной коры.

Первые детальные планомерные исследования глубинного строения земной коры на территории Армении проведены коллективом ВНИИГеофизика (1967—1974 гг.) с использованием аппаратуры «Земля». Было отработано несколько профилей общей протяженностью около 1400 км, расположенных в северо-западной и центральной частях территории республики (рис. 1). В результате этих исследований был прослежен ряд более или менее выдержанных границ раздела в земной коре, в том числе: первая жесткая граница в верхней части разреза, условно отождествляется с поверхностью эопалеозойского фундамента (Ф), поверхность «базальтового» слоя (граница Конрада—К), поверхность Мохоровичича (М), по 1—2 границы в осадочном, «гранитном» и «базальтовом» слоях, несколько границ раздела в верхней мантии. Были изучены также скоростные характеристики отдельных слоев и выявлены многочисленные разломы земной коры. Сейсмические разрезы строились, в основном, по результатам интерпретации обменных волн PS от далеких землетрясений, что обеспечивает наибольшую достоверность полученных данных. Результаты этих исследований полностью опубликованы в работах [5—7].



Рис. 1. Схема расположения точек наблюдения станций «Земля» и «Черепаха». 1—точки наблюдения станций «Земля» (ВНИИГеофизика); 2—точки наблюдения станций «Черепаха»; 3—точки наблюдения станций «Земля» (Илийская экспедиция).

В 1970 г. аналогичные исследования с использованием аппаратуры «Земля» были проведены в районе Зангезура Илийской геофизической экспедицией, однако объем этих работ был незначителен (рис. 1).

С 1975 г. изучение глубинного строения территории Армении с использованием аппаратуры «Черепаша» продолжается Геолого-геофизической экспедицией Управления геологии Армянской ССР. Общая протяженность профилей «Черепаша» в настоящее время составляет около 400 км (рис. 1). Методика и часть результатов этих исследований опубликованы в работе [13]. Информация о глубинном строении как и при работе со станцией «Земля» была получена, в основном, по записям обменных и продольных волн от далеких землетрясений. Для определения глубинных границ обмена использовались те же значения пластовых скоростей, что и при работе со станцией «Земля», полученные в результате обработки сейсмограмм от промышленных взрывов. Наиболее четко и выдержанно выделялись обменные волны от поверхности Ф. Корреляция глубоких границ по обменным волнам от одного и того же землетрясения в нескольких пунктах наблюдения не всегда осуществлялась, чаще границы строились по скоплению обменных волн с примерно одинаковыми временами запаздывания от разных землетрясений. При этом разброс наблюдаемых времен увеличивался по мере возрастания глубины границ.

Таким образом, в настоящее время для территории Армянской ССР имеется довольно богатый и «однородный» (в отношении методики и детальности исследований) материал о строении земной коры, полученный станциями «Земля» и «Черепаша». Однако этот материал страдает двумя основными недостатками, существенно осложняющими их совместное использование для построения модели строения земной коры: 1—неравномерное распределение профилей наблюдений по территории (рис. 1), 2—разброс между данными, полученными разными исследователями, достигающий иногда существенных значений<sup>1</sup>.

Первый фактор обусловлен, в основном, сложным рельефом и пониженной проходимостью местности. Из-за неравномерного распределения точек наблюдений о поведении границ раздела в некоторых горных районах приходится судить предположительно, а в южной части территории плотность точек наблюдений оказалась явно недостаточной для построения структурных схем.

Величина разброса между данными «Земля» и «Черепаша» очевидно отражает степень точности метода исследований. Погрешность определения глубин границ обмена, как следует из применяемой методики, зависит от нескольких факторов (погрешности определения времен запаздывания обменных волн относительно продольных, точности оценки скоростных характеристик разреза и т. д.), что сильно усложняет точную ее оценку. Поэтому, не углубляясь в детали этого вопроса, включающего, по-видимому, также определенный субъективный момент (например, подход интерпретатора при выделении первых вступлений волн на сейсмограммах, при корреляции выделенных границ и т. д.), мы попытались оценить степень точности методики в целом. Такую возможность дает совпадение некоторых точек наблюдения «Земля» и «Черепаша». Были выбраны 16 точек или достаточно маленьких площадей<sup>2</sup>, где имелись данные обеих станций, и в каждой точке из разрезов были сняты глубины залегания поверхностей Ф, К и М. Сначала

<sup>1</sup> Глубины залегания границ раздела, определенные разными станциями на одних и тех же точках, расходятся между собой иногда до 3 км.

<sup>2</sup> Радиус площади был выбран с таким расчетом, чтобы изменения глубины границ в ее пределах не превышали 0,5 км при угле наклона границ 60°.

эти данные обрабатывались как результаты «текущих измерений» [14]. Расчет выборочных дисперсий для глубин поверхностей Ф, К и М в отдельности дал следующие результаты:  $S_{\Phi}^2 = 0,21$ ,  $S_K^2 = 1,3$ ,  $S_M^2 = 0,83$  (среднеквадратические отклонения выборки составляют соответственно  $S_{\Phi} = \pm 0,46$ ,  $S_K = \pm 1,14$ ,  $S_M = \pm 0,91$ ). Большие значения дисперсии для поверхностей К и М частично объясняются наличием грубых ошибок при выделении этих границ. Так, если из выборки исключить некоторые точки с резко отличающимися значениями глубин (3 точки для поверхности К и 2 точки для поверхности М), то дисперсии для глубин этих границ уменьшаются до  $S_K^2 = 0,55$  ( $S = \pm 0,74$ ) и  $S_M^2 = 0,58$  ( $S = \pm 0,76$ ).

Таким образом, наименьшее среднеквадратичное отклонение, как и следовало ожидать, наблюдается при определении поверхности Ф, обменные волны от которой выделяются наиболее четко и регистрируются, как правило, в первых вступлениях.

Наличие резких отклонений при определении глубин границ М и К в общем указывает на неоднозначность результативных данных, и связано, по-видимому, с недостаточной надежностью выделения и отождествления обменных волн от этих границ. Однако, как показывает статистический анализ, вероятность допущения грубых ошибок относительно небольшая (2—3 случая из 16), и при возможности исключения этих ошибок среднеквадратичное отклонение определения глубин границ К и М может быть оценено в порядке  $\pm 0,75$  км.

С другой стороны, вычисление среднего для выборки, состоящей из разности глубин всех границ обмена, определенных разными станциями (объем выборки 43), дает результат, близкий к нулю, что указывает на отсутствие систематических ошибок в результативных данных той или другой станции.

Исходя из вышеописанных результатов статистического анализа использованных материалов, а также из неравномерного распределения точек наблюдений по площади, при составлении структурных схем воспользовались методами интерполяции и осреднения. При этом первоочередная задача состояла в исключении, по возможности, грубых ошибок определения глубин. Для этой цели сначала значения глубин границ обмена и мощностей отдельных слоев наносились на основу в масштабе 1:200 000 (именно в этом масштабе были построены исходные временные и сейсмогеологические разрезы) с элементами блокового строения, установленными по геофизическим данным, и простым просмотром числового поля были исключены те одиночные точки, значения в которых явно не коррелировались со значениями в соседних точках. Затем рассчитывались средние значения глубины (или мощности) для отдельных блоков и, предполагая, что внутри блоков не должны наблюдаться резкие скачки глубин, исключались те точки, в которых отклонения от средних значений превышали  $4S$ . В отдельных случаях такое сравнение со средними значениями выполнялось для более мелких площадей внутри блоков с кучным расположением точек наблюдения. В тех случаях, когда в пределах блока наблюдался четко выраженный наклон поверхности раздела, исключение грубых ошибок производилось с учетом этого наклона, для чего строились графики изменения глубины в направлении наибольшего градиента.

По отфильтрованным таким образом значениям путем интерполяции (от экстраполяции воздержались) строились рабочие схемы с сечением изолиний 0,5 км, которые затем уменьшались фотоспособом до масштабов 1:500 000 и 1:1 000 000. Одновременно с уменьшением масштаба изолинии сглаживались, а сечение увеличивалось. Окончательные схемы построены с сечением изолиний  $> 2/S$  (рис. 2—5).

Границы раздела на схемах представлены в виде непрерывных по-

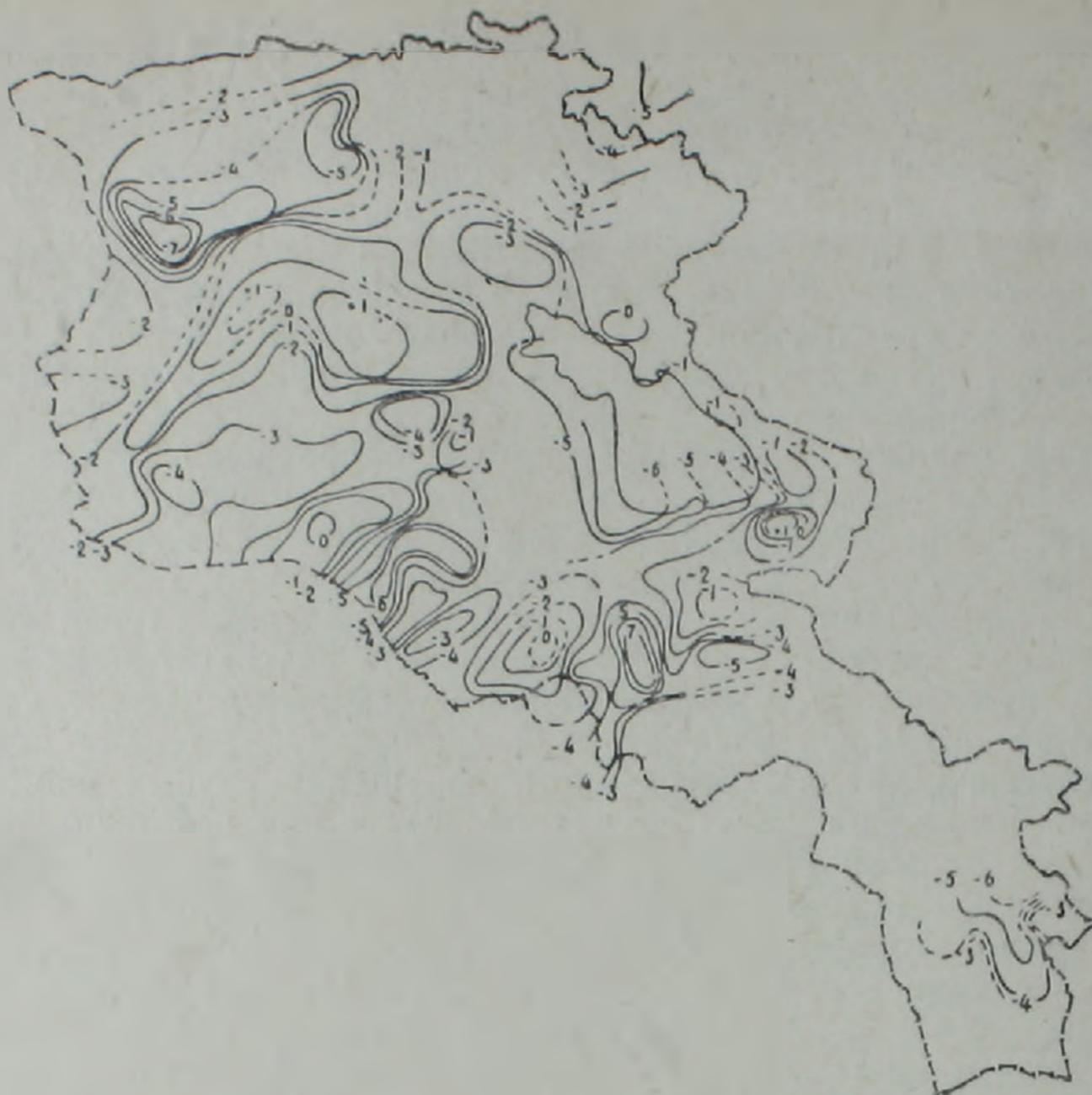


Рис. 2. Схема поверхности эопалеозойского фундамента (изогипсы даны в км).

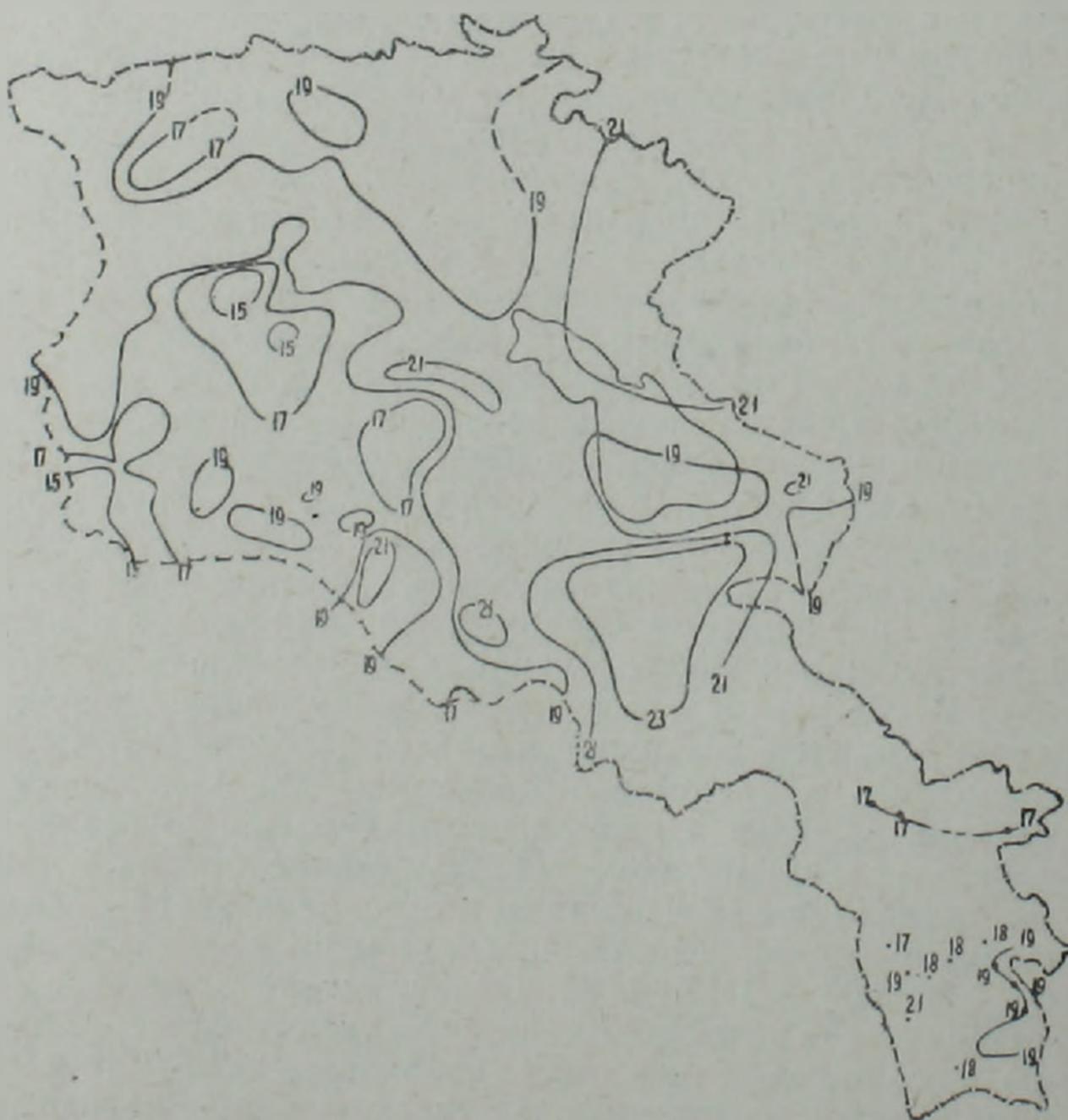


Рис. 3. Схема поверхности Конрада.



Рис. 4. Схема поверхности Мохоровиччи.



Рис. 5. Схема мощности «гранитного» слоя.



Рис. 6. Схема мощности «базальтового» слоя.

верхностей элементы блокового строения на них не отражены<sup>1</sup>. Это существенно усложнило бы построение схем, так как изменения глубин залегания границ обмена (особенно поверхности Ф) наблюдаются не только в связи с разломами, но и часто за счет наклона границ. Кроме того, границы обмена, залегающие ниже поверхности Ф, не повсеместно выделяются достаточно четко и протяженно. В некоторых районах (особенно в области новейшего вулканизма) вместо границ раздела иногда выделяются зоны с разбросом точек обмена в диапазоне 6—8 км. А в зонах развития пород офиолитовой формации сейсмические разрезы характеризуются полным или почти полным отсутствием границ обмена по всей мощности земной коры, что может быть связано либо с сильным поглощением сейсмических волн, либо с нарушением границы раздела крупными монолитными интрузивными телами [6, 7]. Естественно, в таких районах роль интерполяции в прослеживании сейсмических границ возрастает, в связи с чем точное указание зон разломов на схемах представляется нереальным. Тем не менее, сгущение изолиний на схемах и нарушение простираций структур глубинных границ в общем могут быть рассмотрены как признаки наличия разломов в земной коре.

Таким образом, приведенные схемы, хотя и в силу использованной для их построения методики и характера исходных материалов, отражают лишь среднестатистическое положение основных границ раздела, однако в рамках представленного масштаба дают достаточно полное представление о строении земной коры.

<sup>1</sup> Только на схеме поверхности М показаны линии наиболее резкого перепада глубин, без которых проведение изолиний оказалось невозможным.

Сопоставление этих схем с геофизическими полями, тектоническим строением и геоморфологическими особенностями данной территории составляет предмет отдельной статьи. В этой статье коротко остановимся лишь на описании основных черт глубинного строения территории Армении по сейсмическим данным.

На рис. 2 приведена структурная схема первой жесткой границы обмена в земной коре, прослеживаемой наиболее уверенно по всей территории. При ее рассмотрении следует иметь в виду, что эта граница отождествляется с поверхностью эопалеозойского фундамента лишь условно: в некоторых районах она, видимо, соответствует верхней кромке крупных интрузивных тел или, возможно, поверхности уплотненных отложений более молодого комплекса. С чисто геофизической точки зрения поверхность  $\Phi$  следует считать некой физической границей со скоростями  $V_p = 5,8—6,2$  км/сек. Глубина ее залегания меняется в пределах 9—10 км (от выходов на дневную поверхность на отметках 1500—2000 м до погружения на глубину 7—8 км ниже уровня моря), составляя в среднем 2—4 км. На схеме выделяется ряд локальных, резко выраженных поднятий и погружений поверхности  $\Phi$ . Многие из них имеют вытянутую форму и ориентированы преимущественно в диагональных (северо-восточном или северо-западном) направлениях. Поперечные размеры этих структур небольшие—до 10—15 км. В региональном плане на схеме могут быть выделены следующие наиболее крупные структуры. Ленинакан-Степанаванская впадина вытянута в северо-восточном направлении, состоит из двух локальных прогибов. Глубина залегания поверхности  $\Phi$  в районе Ленинакана достигает 8 км.

Дилижан-Севанский прогиб отделяется от вышеотмеченной впадины небольшим поднятием. Прогиб простирается в северо-западном направлении. Глубина залегания поверхности  $\Phi$  вдоль западного побережья оз. Севан достигает 5—6 км.

Арагац-Арзаканский выступ имеет дугообразную форму, ось его прослеживается вдоль линии с.с. Базмаберд, Алагяз, Ахта. Такой же дугообразный выступ (Красносельск-Варденисский) прослеживается вдоль восточных берегов оз. Севан. Он состоит из нескольких локальных изометрических положительных структур, с глубинами залегания поверхности  $\Phi$  от  $-1$  до  $+1$  км.

Октемберян-Фонтанская впадина является широкой пологой структурой. Поверхность  $\Phi$  здесь залегает на глубине около 3 км. Лишь в районе с. Фонтан глубина ее погружения достигает 5—6 км.

По морфологическим особенностям поверхности  $\Phi$  особое место занимает район Айоцдзора и восточная часть Араратской котловины. В этом районе рельеф поверхности характеризуется чередованием субпараллельных локальных положительных и отрицательных структур, с амплитудами изменения глубин 5—7 км.

В южной части территории данные очень редки, что не позволяет судить о структуре поверхности  $\Phi$ . Только в районе Кафана выделяется локальная отрицательная структура с максимальным погружением поверхности в 6 км. Мало данных также в крайней северо-восточной части территории. Однако по имеющимся данным здесь можно предположить наличие широкой пологой структуры с медленным погружением поверхности в сторону Куринской депрессии.

Поверхность  $K$  выделяется менее четко по сравнению с поверхностью  $\Phi$ , но также прослеживается достаточно уверенно на большей части территории. По мнению же некоторых исследователей, поверхность  $K$  на территории Армении не является резкой границей, и вместо нее выделяется переходный слой мощностью 8 км [2, 3].

По поверхности  $K$  выделяется ряд структур, размеры которых в

общем сопоставимы с размерами вышеописанных крупных структур по поверхности Ф. Глубина ее залегания хотя и меняется в широких пределах (от 13 до 25 км), однако экстремальные ее значения наблюдаются лишь на ограниченных площадях—в центрах локальных структур. На большей части территории глубина ее составляет 17—21 км (рис. 3). При этом западная половина территории характеризуется несколько приподнятым положением поверхности К по сравнению с восточной. Максимальное погружение поверхности здесь не превышает 19 км. А в центрах Арагацкого, Капутанского и Даларикского поднятий глубина ее составляет соответственно 13, 16 и 15 км. В восточной же половине территории поверхность К залегает, в основном, ниже глубины 19 км. При этом максимальная ее глубина, наблюдаемая в широкой впадине, расположенной южнее оз. Севан, составляет 23—25 км. При сравнении глубин поверхностей Ф и К в западных районах наблюдается прямая корреляция между ними, а в восточной части—преимущественно обратная корреляция.

Граница М, как было сказано выше, прослеживается повсеместно, что, возможно, связано со сложным распределением скоростей в нижних частях земной коры. Тем не менее, имеющиеся данные позволяют представить ее в виде единой границы раздела, характеризуемой граничной скоростью около 8,1 км/с (рис. 4). Глубина ее меняется в широких пределах (от 38—39 до 52 км), составляя в среднем 44—46 км. Приподнятым положением границы отличается узкая полоса, протягивающаяся вдоль западной, северной и северо-восточной границ республики, где глубина М не превышает 38—40 км. Такие же значения глубины границы М наблюдаются в восточной части Зангезура. Небольшая положительная структура с поднятием границы М до глубины 40—41 км наблюдается также южнее г. Арагац. Наибольшее погружение границы М до глубины 50—52 км наблюдается в пределах обширной структуры, расположенной южнее оз. Севан. Центральная часть территории характеризуется средними глубинами (44—46 км) поверхности М.

К «гранитному» и «базальтовому» слоям отнесены толщи земной коры с пластовыми скоростями соответственно 6,0—6,4 км/сек и 6,8—7,2 км/сек. Эти слои не являются однородными; во многих районах в них выделяются по одной, а в «базальтовом» слое иногда 2 промежуточные границы раздела, на которых наблюдаются скачкообразные изменения скоростей. Аналогичные границы выделяются также в верхнем осадочном слое почти по всей территории.

Мощность «гранитного» слоя меняется от 12 до 21—22 км. При этом мощностью менее 14 км и более 20 км характеризуются лишь три небольших района, расположенных юго-западнее гор. Октемберян, южнее и северо-западнее оз. Севан. На большей части территории мощность «гранитного» слоя варьирует в довольно узких пределах: от 14 до 20 км (рис. 5).

Мощность «базальтового» слоя меняется несравненно в более широких пределах: от 16 до 32 км. Мощность кристаллической коры в целом меняется от 35 до 48 км, главным образом за счет изменения мощности «базальтового» слоя. Отношение мощности «гранитного» слоя к мощности «базальтового» слоя почти по всей территории меньше, чем 1; только небольшой участок на крайнем северо-востоке территории характеризуется равными мощностями (17—18 км) этих слоев.

Институт геофизики и инженерной  
сейсмологии АН АрмССР,  
Геолого-геофизическая экспедиция  
Управления геологии АрмССР

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԵՐԿՐԱԿԵՂԵՎՈՒՄ ԲԱԺԱՆՄԱՆ ՍԱՀՄԱՆՆԵՐՆ  
ԸՍՏ ՍԵՅՍՄԻԿ ՏՎՅԱԼՆԵՐԻ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում համադրված են Հայկական ՍՍՀ բնատարածքում տարբեր կազմակերպությունների կողմից «Զեմլյա» և «Չերեպախա» կայաններով կատարված սեյսմիկ հետազոտությունների արդյունքները: Դրանց վիճակագրական վերլուծության հիման վրա գնահատվել է տվյալ մեթոդիկայի ճշտությունը երկրակեղևի բաժանման սահմանների խորության որոշման հարցում: Կառուցվել են բյուրեղային հիմքի, Կոնրադի և Մոխորովիչի մակերևույթների, ինչպես նաև «գրանիտային» ու «բազալտային» շերտերի հզորությունների սխեմաները:

M. S. BADALIAN, A. A. KIRAKOSIAN, I. B. OSIPOVA

EARTH'S CRUST INTERFACES IN ARMENIA ACCORDING  
TO SEISMIC DATA

A b s t r a c t

Results of „Zemlya“ and „Cherepakha“ seismic stations investigations in the Armenian SSR are compared. On the basis of their statistical analysis during the Earth's crust interfaces depth determination the accuracy of methods has been estimated. The schemes of crystalline foundation, Conrad and Moho boundaries surfaces as well as „granite“ and „basalt“ layers thickness are compiled.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бабаджанян А. Г., Оганисян С. М., Оганесян Л. Б. Возможности гравиметрии при изучении строения земной коры на территории Армянской ССР. В кн.: Геологическое истолкование потенциальных полей. Киев: Изд. «Наукова думка», 1983.
2. Сихарулидзе Д. И., Тутберидзе Н. П., Баграмян А. Х. и др. Строение, напряженно-деформированное состояние и условия сейсмичности литосферы Малого Кавказа. Тбилиси: Изд. «Мецниереба», 1983.
3. Баграмян А. Х. Строение земной коры в районах Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974.
4. Геология Армянской ССР. Том X, Геофизика. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1972.
5. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. и др. Строение земной коры северо-западной части Армении.—Сов. геология, 1973, № 6.
6. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Изучение глубинных разломов по материалам станций «Земля» по территории Армении.—Разведочная геофизика. М.: изд. «Недра», выпуск 72, 1976.
7. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении.—Сов. геология, 1976, № 3.
8. Краснопецева Г. В. К вопросу о глубинном строении земной коры Закавказья.—Сов. геология, 1966, № 2.

9. Краснопевцева Г. В., Матушкин Б. А., Попов Е. А. Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград-Нахичевань.—Изв. АН СССР, сер. геолог. 1967, № 12.
10. Мириджанян Р. Т. Прогнозная оценка температуры глубинных слоев земной коры на территории Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1979, № 5.
11. Мурусидзе Г. Я. Строение земной коры и верхней мантии в Грузии и сопредельных районах по сейсмологическим и сейсморазведочным данным. Тбилиси: Изд. «Мецниереба», 1976.
12. Оганисян Ш. С. Строение земной коры территории Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, № 4—5.
13. Осипова И. Б. О региональных сейсмических исследованиях станциями «Черепаша» в Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 5.
14. Пустыльник Е. И. Статистические методы анализа и обработки наблюдений. М.: Изд. «Наука», 1968.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXIX, № 1, 52—60, 1986

УДК 550.344.094.94

А. Р. АРАКЕЛЯН, Ю. Ф. КОПНИЧЕВ, И. Л. НЕРСЕСОВ

## КАРТИРОВАНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА ЕВРАЗИИ ПО ПОГЛОЩЕНИЮ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

Разработана методика картирования верхней мантии Альпийского пояса Евразии по поглощению короткопериодных поперечных волн, основанная на анализе характеристик короткопериодной коды землетрясений из промежуточной зоны эпицентральных расстояний ( $200 \leq \Delta \leq 2000$  км). Выделены крупные неоднородности поля поглощения исследуемого района. Обнаружена связь поля поглощения с некоторыми геолого-геофизическими полями. Отмечена приуроченность сильных землетрясений ( $M > 6$ ) к зонам большого контраста поглощения.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что подобные исследования могут быть полезны при решении многих вопросов геологии, тектоники и сейсмического районирования.

Изучение поля поглощения сейсмических волн в верхней мантии имеет существенное значение для решения многих вопросов геологии и геофизики. Большинство исследований поглощающих характеристик верхней мантии основывалось на анализе амплитуд короткопериодных продольных или длиннопериодных поверхностных волн [4, 14, 16, 17]. Вместе с тем представляет интерес использование для этих целей короткопериодных поперечных волн, поскольку они более чувствительны к изменению состояния вещества и поэтому обладают в этом плане большей информативностью. Однако сильное рассеяние регулярных поперечных волн с частотой  $\sim 1$  Гц в земной коре и верхней мантии не позволяет выделять их на расстояниях более нескольких сот километров [1, 12], что ограничивает возможности их использования.

В данной работе описываются метод и результаты картирования центральной части Альпийского пояса Евразии по поглощению, основанные на изучении короткопериодной коды (т. е. нерегулярных волн) землетрясений из промежуточной зоны эпицентральных расстояний ( $200 \leq \Delta \leq 2000$  км).

В работе использовались записи землетрясений, зарегистрированных временными станциями КСЭ ИФЗ АН СССР, расположенными на Украине, Урале и Кавказе. Станции оборудованы вертикальными узкополосными каналами КСЭ с центральной частотой около 1 Гц.

9. Краснопевцева Г. В., Матушкин Б. А., Попов Е. А. Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград-Нахичевань.—Изв. АН СССР, сер. геолог. 1967, № 12.
10. Мириджанян Р. Т. Прогнозная оценка температуры глубинных слоев земной коры на территории Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1979, № 5.
11. Мурусидзе Г. Я. Строение земной коры и верхней мантии в Грузии и сопредельных районах по сейсмологическим и сейсморазведочным данным. Тбилиси: Изд. «Мецниереба», 1976.
12. Оганисян Ш. С. Строение земной коры территории Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, № 4—5.
13. Осипова И. Б. О региональных сейсмических исследованиях станциями «Черепаша» в Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 5.
14. Пустыльник Е. И. Статистические методы анализа и обработки наблюдений. М.: Изд. «Наука», 1968.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXIX, № 1, 52—60, 1986

УДК 550.344.094.94

А. Р. АРАКЕЛЯН, Ю. Ф. КОПНИЧЕВ, И. Л. НЕРСЕСОВ

## КАРТИРОВАНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА ЕВРАЗИИ ПО ПОГЛОЩЕНИЮ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

Разработана методика картирования верхней мантии Альпийского пояса Евразии по поглощению короткопериодных поперечных волн, основанная на анализе характеристик короткопериодной коды землетрясений из промежуточной зоны эпицентральных расстояний ( $200 \leq \Delta \leq 2000$  км). Выделены крупные неоднородности поля поглощения исследуемого района. Обнаружена связь поля поглощения с некоторыми геолого-геофизическими полями. Отмечена приуроченность сильных землетрясений ( $M > 6$ ) к зонам большого контраста поглощения.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что подобные исследования могут быть полезны при решении многих вопросов геологии, тектоники и сейсмического районирования.

Изучение поля поглощения сейсмических волн в верхней мантии имеет существенное значение для решения многих вопросов геологии и геофизики. Большинство исследований поглощающих характеристик верхней мантии основывалось на анализе амплитуд короткопериодных продольных или длиннопериодных поверхностных волн [4, 14, 16, 17]. Вместе с тем представляет интерес использование для этих целей короткопериодных поперечных волн, поскольку они более чувствительны к изменению состояния вещества и поэтому обладают в этом плане большей информативностью. Однако сильное рассеяние регулярных поперечных волн с частотой  $\sim 1$  Гц в земной коре и верхней мантии не позволяет выделять их на расстояниях более нескольких сот километров [1, 12], что ограничивает возможности их использования.

В данной работе описываются метод и результаты картирования центральной части Альпийского пояса Евразии по поглощению, основанные на изучении короткопериодной коды (т. е. нерегулярных волн) землетрясений из промежуточной зоны эпицентральных расстояний ( $200 \leq \Delta \leq 2000$  км).

В работе использовались записи землетрясений, зарегистрированных временными станциями КСЭ ИФЗ АН СССР, расположенными на Украине, Урале и Кавказе. Станции оборудованы вертикальными узкополосными каналами КСЭ с центральной частотой около 1 Гц.

## Особенности волновой картины в районе Альпийского пояса Евразии

Наиболее характерной чертой нерегулярного короткопериодного волнового поля изучаемого региона является отсутствие волновой группы  $Lg$ , доминирующей на записях землетрясений Средней Азии [1, 8].

В Альпийском поясе Евразии наблюдается совершенно иная картина. Огибающие записей землетрясений этого района в первом приближении можно разделить на три группы:

1. Огибающие, на которых выделяются две нерезкие фазы, вступающие соответственно до и после волны  $Lg$  по годографу. Такой тип записей характерен для районов Западной Турции, Восточного Кавказа, западной части Туркмении и примыкающих к ней областей Ирана (рис. 1а).

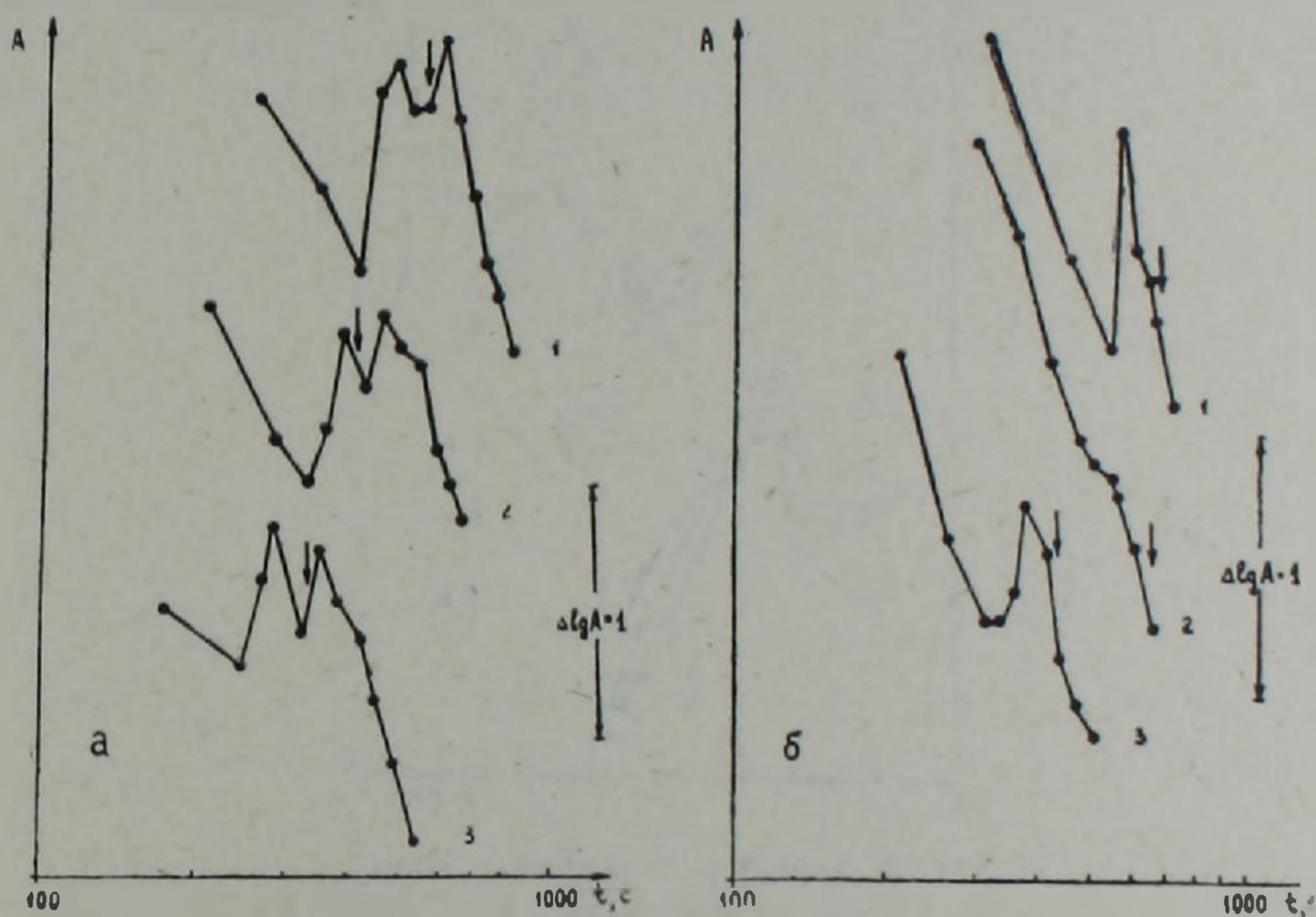


Рис. 1. Характер огибающих записей землетрясений из различных районов Альпийского пояса Евразии. а) С двумя фазами: 1—район границы Иран-СССР, 2—Восточный Кавказ, 3—Западная Турция, б) С одной фазой: 1—Западный Иран, 2—Южный Иран, 3—Турция.

Стрелки—моменты вступления волны  $Lg$  по годографу.

2. Огибающие с одной выделяющейся фазой. Они наблюдаются для большинства районов Альпийского пояса Евразии (центральные и южные районы Турции, Западный Кавказ и Закавказье, Центральный и Северо-Западный Иран и др.) (рис. 1б).

3. Огибающие, на которых эти фазы не выделяются. Такие огибающие затухают плавно, без резких перегибов. Они характерны в основном для района Южного Ирана (рис. 1б).

С целью получения дополнительной информации о волновом поле был проведен анализ поляризационных характеристик огибающих. Для этого использовались записи трехкомпонентных каналов РВЗТ. Видимые периоды волн в коде были 1—2 с. На рис. 2 приведены огибающие записей землетрясений из разных районов, зарегистрированных кав-

казскими и украинскими станциями. Важной особенностью представленных на рисунке огибающих является преобладание поляризации типа SH и для первой, и для второй фаз.

Учитывая совокупность имеющихся экспериментальных данных и теоретических результатов [7, 8], в т. ч. слабую зависимость уровня коды от глубины очага землетрясения, поляризацию, результаты численного моделирования [5] и т. д., можно сделать вывод, что в районе Альпийского пояса Евразии так же, как и в районе Средней Азии [5--8], короткопериодная кода в промежуточной зоне эпицентральных расстояний формируется главным образом поперечными волнами, отраженными от многочисленных субгоризонтальных мантийных границ со слабыми скачками скорости. Отсутствие группы Lg и появление опи-

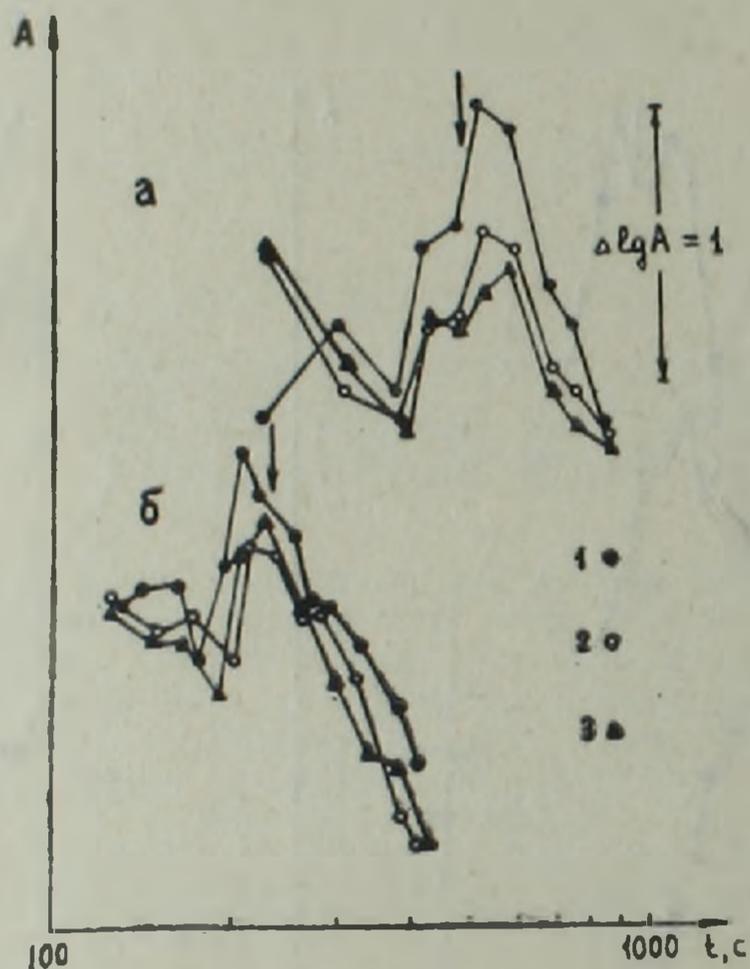


Рис. 2. Характер поляризации коды. а) станция и эпицентр на одной долготе, б) станция и эпицентр на одной широте. 1—тангенциальная компонента, 2—вертикальная компонента, 3—радиальная компонента. Стрелки—моменты вступления волны Lg по годографу.

санных фаз на огибающих естественным образом объясняется существенно более сильным поглощением в коре и верхней мантии Альпийского пояса по сравнению с многими районами Центральной Азии [6]. Можно полагать, что первая фаза образована в основном однократными, а вторая—кратными отраженными волнами (при сильном поглощении в верхней части разреза достаточно большую интенсивность могут иметь только кратные волны, формирующиеся в системе тонких слоев, расположенных в мантии глубже астеносферы, которые, естественно, вступают гораздо позже однократных). Эти выводы позволяют предложить новую методику определения поглощения в верхней мантии.

## Методика обработки данных

Метод определения поглощения основан на анализе отношения уровня фазы, сформированной однократно отраженными поперечными волнами, к уровню Р-волны ( $\lg(A_{ss}/A_p)$ ). Для краткости эту величину ниже будем называть просто S/P. Идея метода состоит в том, что Р— и S—волны пересекают верхнюю мантию в районах эпицентра и станции, однако поглощение поперечных волн варьирует гораздо сильнее, чем продольных, из-за их большей чувствительности к присутствию частично расплавленного материала.

При использовании записей одной и той же станции различия в поглощении относятся к районам эпицентров (оценки показывают, что снос лучей на глубинах до 200 км, на которые падает основная доля поглощения, составляет порядка нескольких десятков км [8]).

Отметим, что для землетрясений из одной эпицентральной зоны, зарегистрированных на одной и той же станции, величина S/P обычно достаточно устойчива (рис. 3), что может свидетельствовать о ее независимости от диаграммы направленности излучения.

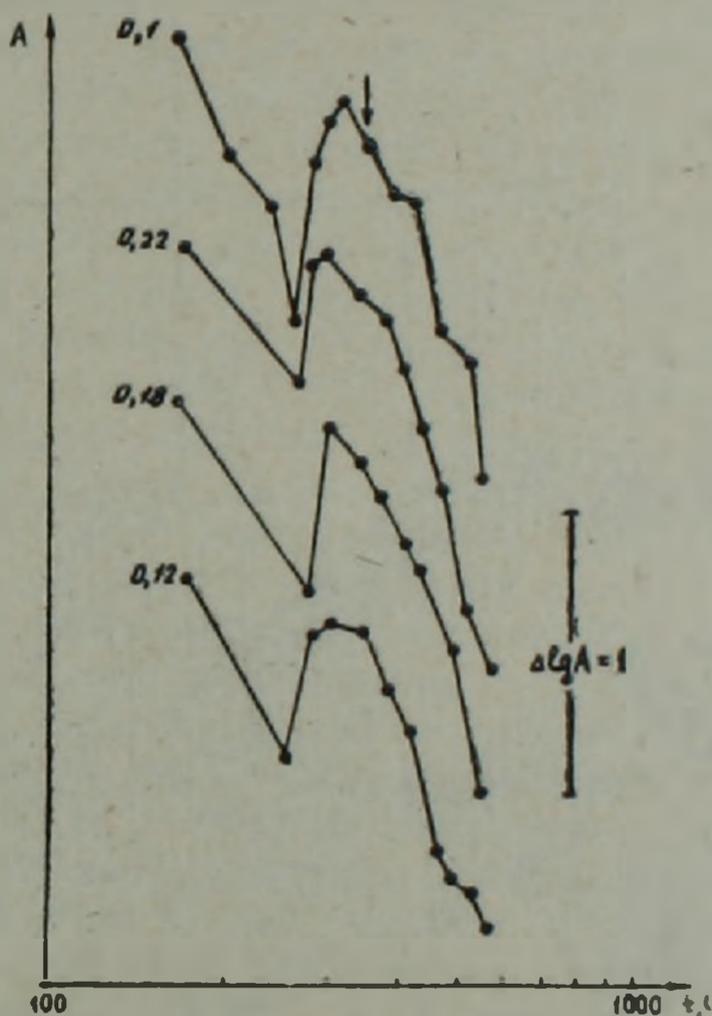


Рис. 3. Иллюстрация устойчивости отношения S/P для землетрясений одного района. Числа указывают значения S/P для отдельных огibaющих.

При обработке данных вводилась поправка, учитывающая затухание первой фазы с расстоянием. Кривая затухания была рассчитана для пары станций, на которых были записаны одни и те же землетрясения. Станции расположены примерно в одинаковых геологических условиях на разных азимутах от эпицентров. Расчеты показали, что в среднем на каждые 100 с от начала излучения происходит уменьшение значения S/P на 0,4 лог. ед. Вводилась также поправка, учитывающая условия в районе станции.

По описанной методике были проанализированы записи землетрясений из районов центральной части Альпийского пояса. Всего было обработано около 300 коровых землетрясений с магнитудами от 4,4 до 6,0.

Все значения величин S/P были разбиты на три уровня с шагом 0,6 лог. ед., соответствующие пониженному, промежуточному и повышенному поглощению. Диапазон изменения величин S/P для всей территории составляет более 1,7 лог. ед.

### Полученные данные

Из приводимой карты (рис. 4) видно, что поле поглощения в центральной части Альпийского пояса Евразии весьма неоднородно. Прежде всего заметны региональные различия поглощения в его западной и восточной частях. Если западная часть характеризуется в основном пониженными и промежуточными значениями S/P, то в восточной преобладают промежуточные и повышенные значения.

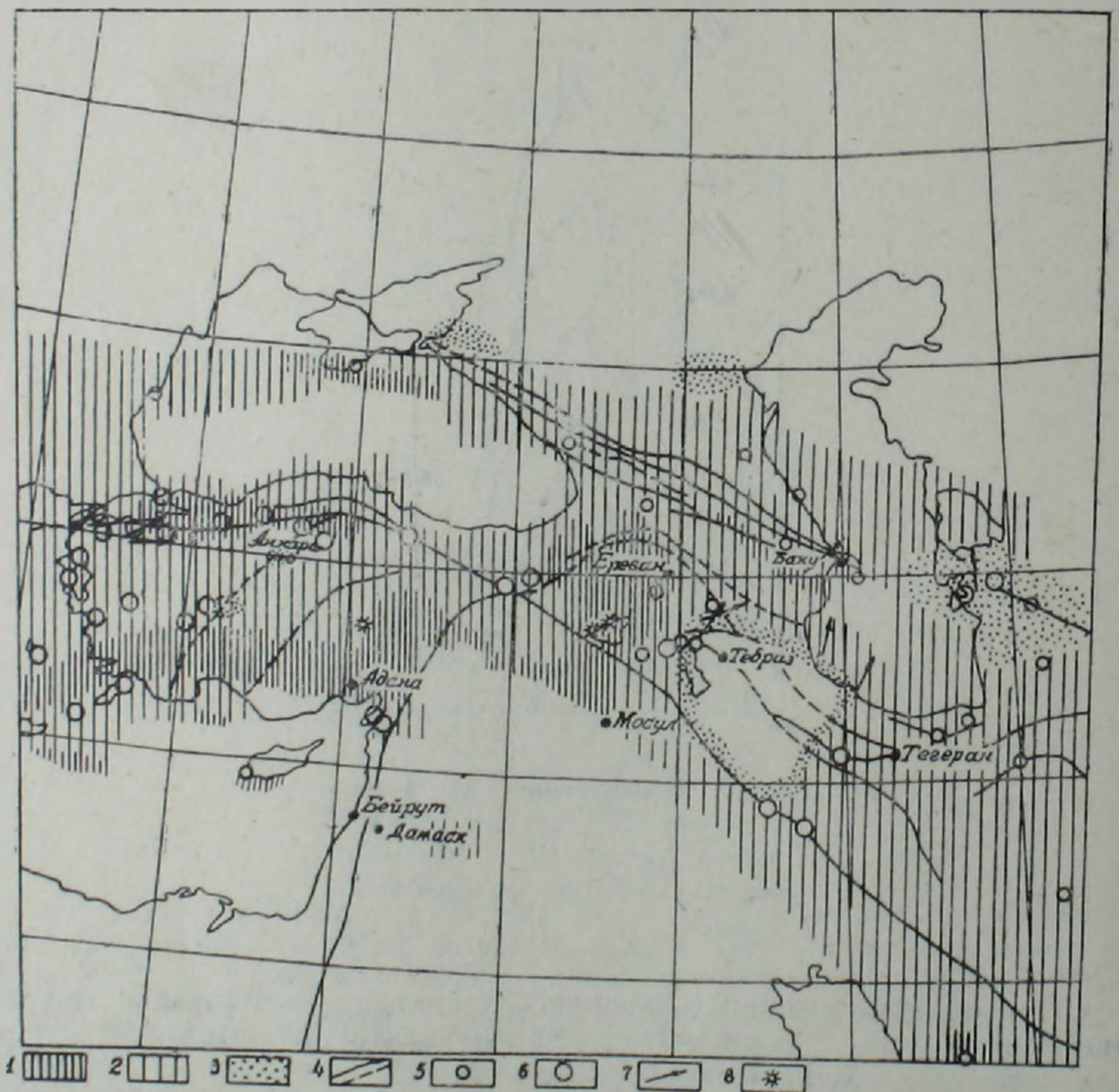


Рис. 4. Карта поля поглощения центральной части Альпийского пояса Евразии. Поглощение: 1—сильное, 2—промежуточное, 3—слабое, 4—тектонические нарушения. 5, 6—эпицентры землетрясений: 5— $6 < M < 7$ , 6— $M \geq 7$ . 7—направления слабого поглощения. 8—вулканы, действовавшие в историческое время.

В пределах изучаемого района выделяются зоны и блоки с различным поглощением. Повышенным поглощением характеризуются: район Транскавказского субмеридионального поднятия; зона, вытянутая вдоль Северо-Анатолийского разлома; близширотная зона в южной части Турции, охватывающая Западный и Центральный Тавр; узкая зона в районе Куринской депрессии; область на юге Крыма и район южного побережья о. Кипр. Область, пространственно совпадающая с Копетдагской складчатой зоной, и блок, примыкающий к юго-западному побережью Каспийского моря, имеют пониженное поглощение.

Следует отметить что при построении карты значения  $S/P$  были осреднены для отдельных эпицентральных зон. Это привело к некоторой потере детальности картирования, но позволило выявить крупные неоднородности поля поглощения. О возможном происхождении некоторых из них будет сказано ниже.

### Обсуждение результатов

Полученные данные позволяют сделать некоторые выводы о характере поглощения в земной коре и верхней мантии центральной части Альпийского пояса Евразии. Ранее [2] нами были отмечены отсутствие короткопериодной волновой группы  $L_g$  и более крутой спад огибающих близких землетрясений Кавказа по сравнению с Тянь-Шанем. Это связывалось с повышенным поглощением в земной коре и верхней мантии. Дальнейшие исследования, результаты которых приводятся в данной работе, показали, что подобная картина наблюдается для всей центральной части Альпийского пояса.

Остановимся более подробно на структуре поля поглощения изучаемой территории. Выше было отмечено повышенное поглощение в верхней мантии западной части Альпийского пояса по сравнению с восточной. Возможно, что это связано с разным возрастом вулканизма, который завершился в западной части позднее (неоген), чем в восточной (эоцен) [10]. С этой точки зрения более высокое поглощение должно быть обусловлено повышенным разогревом верхней мантии и земной коры. Сопоставление полученных результатов с некоторыми геофизическими полями позволяет выявить определенные закономерности распределения неоднородностей поля поглощения.

Особый интерес представляет зона повышенного поглощения в районе Транскавказского субмеридионального поднятия. Отдельные значения  $S/P$  достигают здесь  $-0,5$  лог. ед. Некоторые авторы [9] рассматривают эту зону как северное продолжение Афро-Аравийского рифтово-вулканического пояса и предполагают, что здесь должны происходить процессы подъема мантийных масс и интенсивного выноса тепла. Тепловой поток в этом районе действительно повышен и достигает  $90$  мВт/м<sup>2</sup> и более [11, 13]. С этой же зоной совпадает положительная региональная изостатическая аномалия большой интенсивности, связываемая с влиянием масс, расположенных на глубинах около  $150-200$  км [3]. Кроме того, в этой области установлены аномально низкие значения скоростей сейсмических волн в верхней мантии [4]. Эти факты, а также существование в пределах этой зоны вулканов (Немрут и Сюзхан), действовавших в историческое время, с большой степенью вероятности указывают на разогретое состояние верхней мантии и коры данного района.

Другая зона приурочена к Северо-Анатолийскому разлому. Она характеризуется довольно сильным контрастом значений  $S/P$  (от  $-0,4$

до  $+0,3$  лог. ед.), хотя в целом в ее пределах наблюдается повышенное поглощение.

В выделенной нами зоне на юге Турции отмечены наименьшие значения  $S/P$  ( $-0,6$  лог. ед.). Надо отметить, что в этой области не отмечается связи поля поглощения с тепловым потоком и изостатическими аномалиями.

Кроме указанных зон сильного поглощения выделяются также зоны с ярко выраженным слабым поглощением. Один из таких крупных блоков связан с Копетдагской складчатой зоной. Значения  $S/P$  в пределах этого блока достигают  $+1,2$  лог. ед. С этой зоной связана интенсивная отрицательная региональная изостатическая аномалия [3]. Еще один блок пониженного поглощения выделен юго-западнее Каспийского моря. Низкие значения поглощения (величины  $S/P$  достигают  $+0,9$  лог. ед.) обозначают его контур. Однако уверенно утверждать о слабом поглощении в районе этого блока не позволяет отсутствие данных внутри него.

Интересная закономерность выявляется при сопоставлении карты поля поглощения с эпицентрами сильных ( $M > 6$ ) землетрясений. Данные о землетрясениях и основных тектонических нарушениях взяты из работ [15, 18, 19]. Из карты (рис. 4) видно, что эпицентры многих сильных землетрясений тяготеют к зонам большого контраста поглощения, что согласуется с результатами, полученными ранее для района Тянь-Шаня [8]. Это особенно хорошо заметно для района Турции. Сильные землетрясения с  $M \geq 7$  здесь приурочены к границам двух зон повышенного поглощения на севере и юге Турции. Контраст поглощающих характеристик на границах зоны достигает  $0,5$  лог. ед., а южнее г. Адана доходит до  $0,7$  лог. ед.

Сильные землетрясения в районе оз. Урмия попадают в зону большого контраста поглощения, связанного с Транскавказским поднятием и блоком юго-западнее Каспийского моря. Скачок значений  $S/P$  превышает здесь  $0,6$  лог. ед.

Шемахинское землетрясение с  $M > 6$  произошло в зоне контраста, приуроченной к району Куринской депрессии. Перепад значений  $S/P$  близок к  $0,5$  лог. ед. Сильное землетрясение в Крыму ( $M > 6$ ) также попадает в контрастную зону  $\Delta(S/P) \approx 0,45$  лог. ед.

Следует заметить, что приуроченность сильных событий к зонам контраста поглощения наблюдается не для всех землетрясений. Например, события с  $M \geq 7$  в западной части Турции попадают в зону промежуточного поглощения. Такая же картина наблюдается для центральных районов Ирана. Возможно, это связано с тем, что осреднение привело к сглаживанию некоторых особенностей поля поглощения.

В районе разлома Загрос между  $30^\circ$  и  $34^\circ$  СШ поле поглощения очень изменчиво. Значения  $S/P$  варьируют здесь от  $0,1$  до  $0,7$  лог. ед. Однако здесь не намечается протяженных зон сильного контраста. Поле поглощения имеет «мозаичную» структуру с чередованием высоких и низких значений  $S/P$ . Примечательно, что в этой области не отмечено землетрясений с  $M \geq 7$ , которые, как мы указывали, в основном происходят в зонах большого контраста поглощения.

Анализ экспериментальных данных выявил признаки анизотропии поглощения для районов Северо-Анатолийского разлома, оз. Урмия, Восточного Кавказа и Копетдага. Анизотропия поглощения проявляется в большом различии величин  $S/P$  для одних и тех же или близких эпицентров землетрясений, записанных на разных станциях. Отметим, что эти различия не могут быть связаны со станционными особенностями, поскольку в значения  $S/P$  были введены поправки для учета изменения  $S/P$  с расстоянием и условий в районе станции. Между тем

различия поглощения достигают значительных величин (0,5—0,7 лог. ед.). На рис. 4 стрелками указаны приблизительные направления слабого поглощения. Для более точного описания анизотропии поля поглощения необходим подробный анализ поляризационных и динамических характеристик огибающих коды.

### Выводы

1. Исследованы особенности короткопериодных волновых полей землетрясений Альпийского пояса Евразии. Выделенные на огибающих фазы сформированы поперечными волнами, однократно и многократно отраженными от близгоризонтальных границ в мантии.

2. Разработана методика картирования верхней мантии Альпийского пояса Евразии по поглощению короткопериодных поперечных волн, основанная на анализе характеристик короткопериодной коды.

3. Построена карта поля поглощения центральной части Альпийского пояса. Показано, что западная часть характеризуется повышенным поглощением, возможно связанным с более молодым вулканизмом этого района. Выделены крупные неоднородности поля поглощения. Обнаружены признаки анизотропии поля поглощения.

4. Выявлена связь сильных землетрясений с  $M > 6$  с зонами большого контраста поглощения.

Полученные результаты показывают, что дальнейшее изучение поля поглощения в районе Альпийского пояса Евразии с применением описанного метода может оказаться существенным для решения многих вопросов геологии и тектоники, а также сейсмического районирования.

Управление геологии АрмССР,  
Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта АН СССР

Поступила 7.VII.1985.

Ա. Ռ. ԱՌԱՔԵԼՅԱՆ, Յ.Ս. Յ. ԿՈՊՆԻՉԵՎ, Ի. Լ. ՆԵՐՍԵՍՈՎ

ԵՎՐԱՍԻԱՅԻ ԱԼՊԻԱՆ ԳՈՏՈՒ ՎԵՐԻՆ ՊԱՏՅԱՆԻ ՔԱՐՏԵԶԱԳՐՈՒՄԸ ԿԱՐՃ  
ՊԱՐԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆ ՈՒՆԵՑՈՂ ԼԱՅՆԱԿԻ ԱԼԻՔՆԵՐԻ ԿԼԱՆՄԱՆ ՄԻՋՈՑՈՎ

### Ա մ փ ո փ ու մ

Մշակված է Եվրասիայի Ալպյան գոտու վերին պատյանի քարտեզագրման մեթոդիկան, որը հիմնված է միջանկյալ զոնայի  $200 \leq \Delta \leq 2000$  կմ էպիկենտրոնային հեռավորություններ ունեցող երկրաշարժերի կարճ պարբերություն ունեցող կողայի բնութագրերի վերլուծության վրա: Ուսումնասիրված շրջանում առանձնացված են կլանման դաշտի խոշոր անհամասեռություններ: Կապ է հաստատված կլանման դաշտի և որոշ երկրաբանա-երկրաֆիզիկական դաշտերի միջև: Նշված է ուժեղ երկրաշարժերի ( $M > 6$ ) առնչությունը կլանման խոշոր հակադրություն ունեցող զոնաներին:

Ստացված արդյունքները վկայում են այն մասին, որ նման հետազոտությունները կարող են օգտակար լինել երկրաբանական և տեկտոնական միջառաքիչների լուծման, ինչպես նաև երկրաշարժային շրջանացման գործում:

THE EURASIA ALPINE BELT UPPER MANTLE MAPPING BY  
SHORT-PERIOD SHEAR WAVES MERGING

## A b s t r a c t

A method of Eurasia Alpine belt upper mantle mapping by short-period shear waves merging is worked out which is based on the earthquakes short-period coda characteristics analysis from an intermediate zone with epicentral distances  $200 \leq \Delta \leq 2000$  km. Great heterogeneities of the investigated region merging field are marked out. A connection between merging field and some geological-geophysical fields are observed. A relation of strong earthquakes ( $M > 6$ ) to the zones of merging great contrastness is marked out.

Obtained data witness such investigations to be useful for many geological and tectonics problems solving as well as for seismic zoning.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Антонови Л. В., Алтикаев Ф. Ф., Курочкина Р. М. и др. Экспериментальные сейсмические исследования недр Земли. М.: Наука, 1978, 158 с.
2. Аракелян А. Р., Копничев Ю. Ф., Нерсесов И. Л. Некоторые результаты изучения короткопериодной коды близких и местных землетрясений по наблюдениям станциями АСС-3 на территории Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, № 1, с. 21—28.
3. Артемьев М. Е. Некоторые особенности глубинного строения впадин Средиземноморского типа по данным об изостатических аномалиях силы тяжести. Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1971, № 4.
4. Винник Л. П. Исследования Земли сейсмическими методами. М.: Наука, 1976, 198 с.
5. Каазик П. Б., Копничев Ю. Ф. Численное моделирование короткопериодной коды  $L_g$  в вертикально неоднородной по поглощению среде.—Вулканология и сейсмология, 1984, № 5, с. 74—84.
6. Копничев Ю. Ф. Нерегулярные сейсмические волны и характеристики астеносферы под океанами и континентами.—ДАН СССР, 1983, т. 272, № 6, с. 1355—1358.
7. Копничев Ю. Ф. Сейсмические кода-волны. М.: Наука, 1978, 83 с.
8. Копничев Ю. Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1985, 176 с.
9. Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков.—Вестник Моск. ун-та, сер. геолог., 1970, № 2.
10. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973, 279 с.
11. Мириджян Р. Т. Карта тепловых потоков Армянской ССР, 1977.
12. Нерсесов И. Л., Раутиан Т. Г. Кинематика и динамика сейсмических волн на расстояниях до 3500 км от эпицентра. Тр. ИФЗ АН СССР, 1964, № 32 (199), с. 63—88.
13. Тепловое поле Европы (под ред. В. Чермака и Л. Рихаха). М.: Мир, 1982, 376 с.
14. Федотов С. А., Болдырев С. А. О зависимости поглощения объемных волн от частоты в коре и верхней мантии Курильской островной дуги.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1969, № 9, с. 17—33.
15. Щукин Ю. К., Краснопевцева Г. В., Фирсова Д. Е. и др. Исследования земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР., М.: Наука, 1984, с. 199.
16. Bird P., Toksoz M. Strong attenuation of Rayleigh waves in Tibet—Nature, 1977, v. 266, № 5598, p. 161—163.
17. Der Z., McElfresh T. The relationship between anelastic attenuation and regional amplitude anomalies of short-period P-waves in North America.—Bull. Seismol. Soc. Amer., 1977, v. 67, № 5, p. 1303—1324.
18. Epicentre map of Iran (1900—1976), 1976, Compiled by M. Berberian.
19. Rotstein Y. Counterclockwise rotation of the Anatolian Block., Tectonophysics, 108, 1984, p. 71—91.

А. Х. БАГРАМЯН, С. М. ОГАНЕСЯН

## О НЕОДНОРОДНОСТЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР ПО НЕКОТОРЫМ ДИНАМИЧЕСКИМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ БЛИЗКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Постановка работы связана с предположением о влиянии неоднородностей в земной коре на динамику всей записи землетрясения, особенно его начальной части, по которой можно судить как о процессах в очаге землетрясения, так и о структуре и свойствах среды на трассе распространения волн.

К настоящему времени известен целый ряд работ, в которых изучалось влияние слоистости земной коры под станцией на начальную часть записи, как в глобальном, так и в региональном масштабах, по особенностям таких динамических характеристик, какими являются направление прихода и углы выхода продольных волн [2, 3, 4, 6, 7, 8].

Неоднородность—это область, где сейсмические параметры должны существенно отличаться от средних значений характеристик для данного региона. В нашем случае, под такой областью предполагается некий экран (в виде наклонных границ раздела среды), от которого наблюдается процесс преломления проходящей сейсмической волны. Выявление таких наклонных границ среды может быть произведено путем их «просвечивания» сейсмическими лучами, проходящими на станцию по разным азимутам.

Условно неоднородности делят на две группы:

1. Сейсмогеологические условия непосредственно в точке наблюдения или локальные неоднородности, которые влияют одинаковым образом на колебания, проходящие с разных азимутов.

2. Неоднородности значительных размеров в коре и верхней части мантии, отбрасывающие заметную «тень» сразу на несколько сейсмических станций, что сказывается на колебаниях, проходящих только в определенных направлениях.

Для качественной оценки характера и местоположения зон разрыва (конкретно по территории северо-западной части Армянской ССР) нами был использован известный ранее способ опеределения аномалий азимутов и углов выхода сейсмических волн [6]. Для исследуемой территории такая характеристика проведена впервые.

Величины аномальных значений азимутов прихода и углов выхода были найдены так:

$$\Delta\alpha = \alpha - \varphi_0 \quad (1)$$

$$\Delta\bar{e}_p = \bar{e}_p - \bar{e}_{pt}, \quad (2)$$

где  $\alpha$ ;  $\bar{e}_p$ —расчетные величины азимутов прихода и углов выхода;

$\varphi_0$ ;  $\bar{e}_{pt}$ —величина «теоретического» азимута и «теоретического» угла [4].

В качестве экспериментального материала взята 301 запись землетрясений по двум сейсмическим станциям (СТП и ЛНН) за период с 1974 по 1978 гг., с эпицентрными расстояниями  $\Delta = 35—485$  км,  $K = 6.5—12.5$ ; азимутами направлений «станций-эпицентр  $0—360^\circ$ ».

По разностям (1), (2) была составлена функция зависимости расчетных азимутов и углов выхода от «теоретического»  $\Delta\alpha(\varphi_0)$   $\bar{e}_p(\varphi_0)$ . На рис. 2 (а, б, в, г) показаны эти зависимости для станций «СТП» и «ЛНН».

Таблица 1

## Величины доверительных интервалов

с/ст		0—30	30—60	60—90	90—120	120—150	150—180	180—210	210—240	240—270	270—300	300—330	330—360
$x_{ij}, \sigma_{ij}$													
Стп	$\bar{x}_{ij}$ $\sigma_{ij}$	-1.5 0.076	-2 0.1	-2.2 0.077	-1.7 0.15	-0.8 0.07	-0.4 0.21	+0.2 0.12	+0.3 0.26	-0.1 0.22	-1.8 0.12	-5.5 0.1	-7.4 0.25
Лин	$\bar{x}_{ij}$ $\sigma_{ij}$	-0.2 0.08	-0.1 0.1	+0.2 0.07	-0.5 0.13	+0.1 0.15	-0.2 0.14	+1 0.12	+0.4 0.18	-0.05 0.2	-0.3 0.09	+0.2 0.11	+0.4 0.12
Стп	$\bar{x}_{ij}$ $\sigma_{ij}$	-0.8 0.08	-0.5 0.077	-0.4 0.09	-0.5 0.1	-0.4 0.12	-0.4 0.15	+0.3 0.09	+0.3 0.12	+0.2 0.14	+0.3 0.09	+0.4 0.1	+0.4 0.11
Лин	$\bar{x}_{ij}$ $\sigma_{ij}$	+0.4 0.07	+0.3 0.09	-0.4 0.13	-0.5 0.11	-0.4 0.15	-0.4 0.12	-0.6 0.16	-0.6 0.1	-0.6 0.11	-0.5 0.09	-0.5 0.1	-0.6 0.11
	$N_{ij}$	36	31	16	24	9	12	17	8	11	54	50	30

где  $x_{ij}$ —средние значения азимутальных аномалий  $\Delta\alpha$  для  $i$ -той станции,  $j$ -того интервала;  
 $\sigma_{ij}$ —значения уровня доверия по  $i$ -той станции,  $j$ -того интервала;  
 $N_{ij}$ —количество возможных точек для  $i$ -той станции,  $j$ -того интервала.

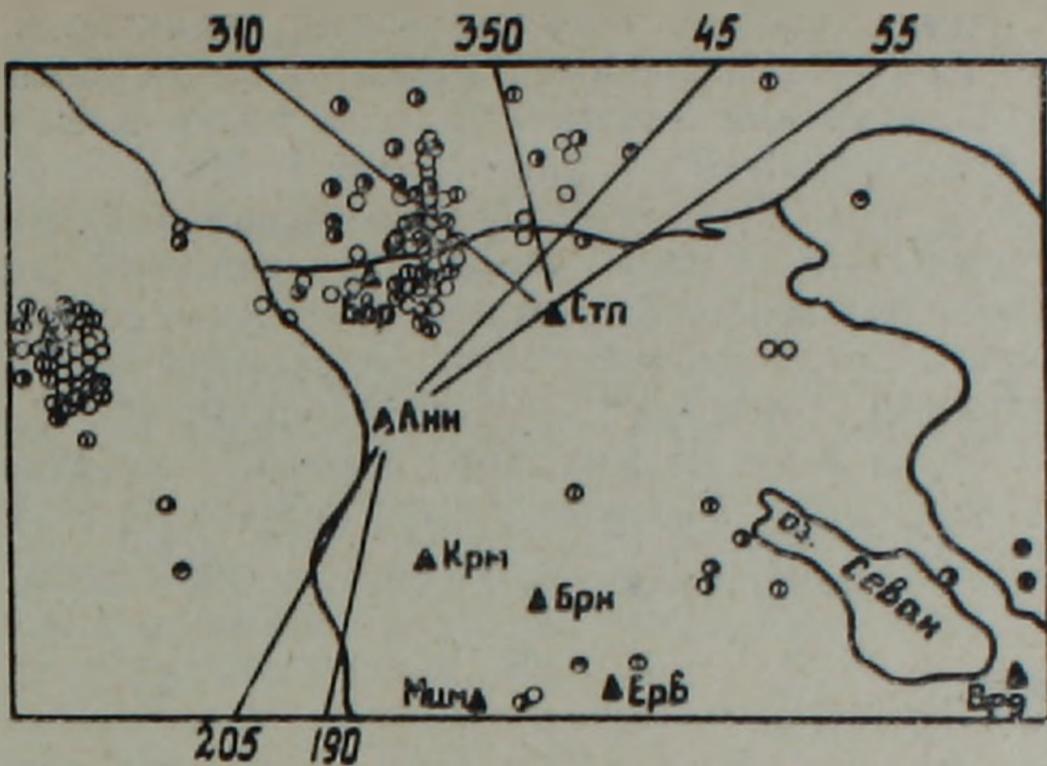


Рис. 1. Азимутальные направления прихода волн с выделением аномальных ветвей

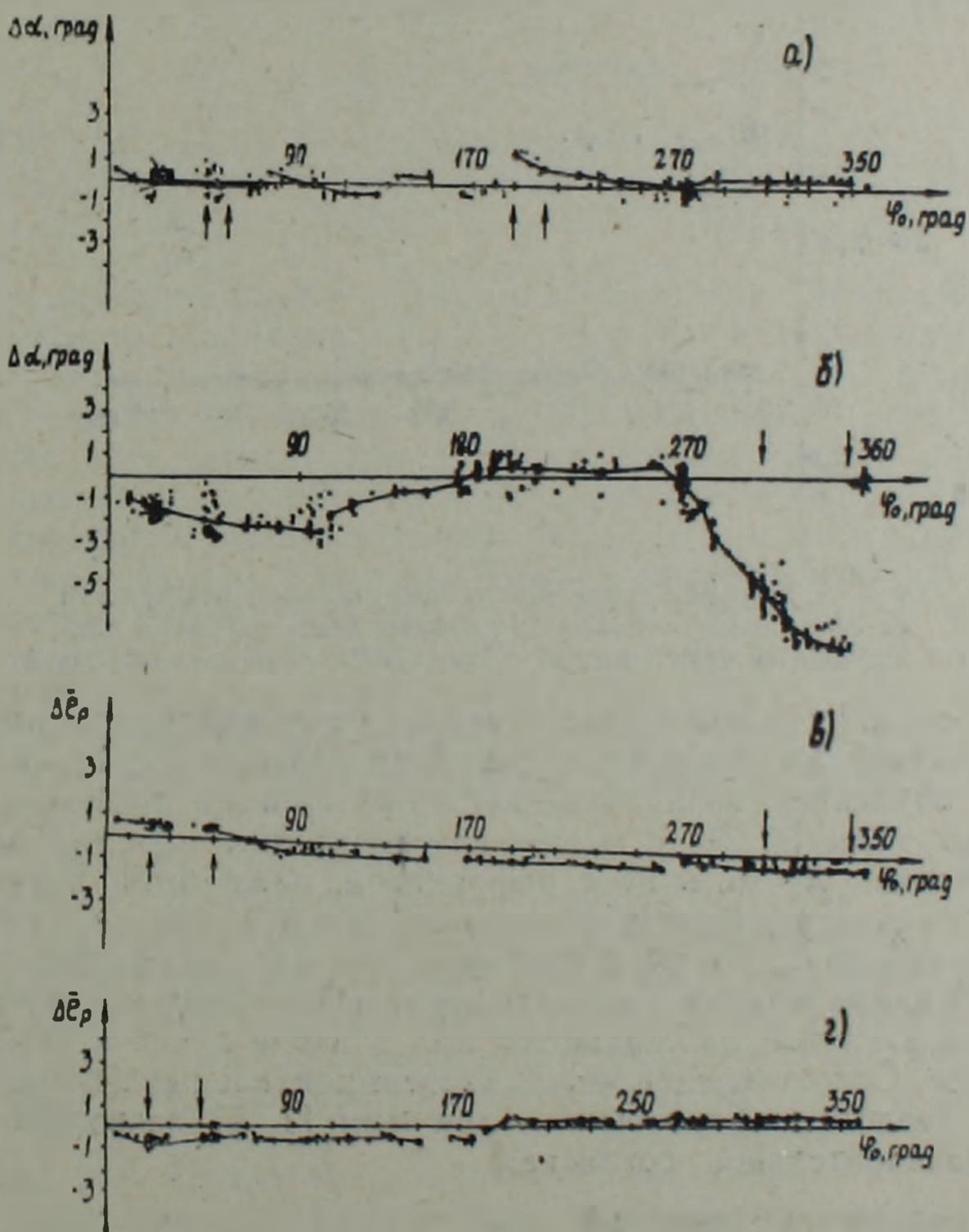


Рис. 2. Зависимость азимутальных отклонений  $\Delta\alpha$  от „теоретического“ азимута  $\varphi_0$  полученных по первым амплитудам записи Р-волн. Аномалии кажущихся углов выхода  $\Delta\epsilon_p$  в зависимости от „теоретического“ азимута  $\varphi_0$ .

а) (СКМ-3, с/ст ЛНН); б) (СКМ-3, с/ст СТП); в) (СКМ-3, с/ст СТП); г) (СКМ-3, с/ст ЛНН)

Функции  $\Delta\alpha(\varphi_0)$ ,  $\Delta\bar{e}_p(\varphi_0)$  носят сложный характер и в пределах статистического разброса экспериментальных данных нами приводятся численные значения уровня доверия по всем интервалам (табл. 1).

Наиболее ярко выраженная аномальная ветвь попадает в азимутальный сектор  $\varphi_0=310-350^\circ$  (рис. 1). Максимальная величина отклонений достигает  $-8^\circ$ . Резкое изменение азимутальных аномалий от  $-8$  до  $0^\circ$  наблюдается вблизи азимута  $\varphi_0=350^\circ$  (рис. 2б). Такие особенности экспериментальных графиков  $\Delta\alpha(\varphi_0)$ , насколько нам известно, отмечались по станциям „Шикотан“ [6] и „Симферополь“ [4]. По станции ЛНН (рис. 2а)  $\Delta\alpha=+1\div+1,8$  в секторе  $(45-55^\circ)$  и  $(190-205^\circ)$ . Для углов выхода  $\Delta\bar{e}_p$  (рис. 2в, г) с/ст СТП  $\Delta\bar{e}_p=(+1\div+0,8)$  сектор  $(20-45^\circ)$ , с/ст ЛНН  $\Delta\bar{e}_p=(-0,8\div-0,9)$  в секторе  $(20-170^\circ)$ .

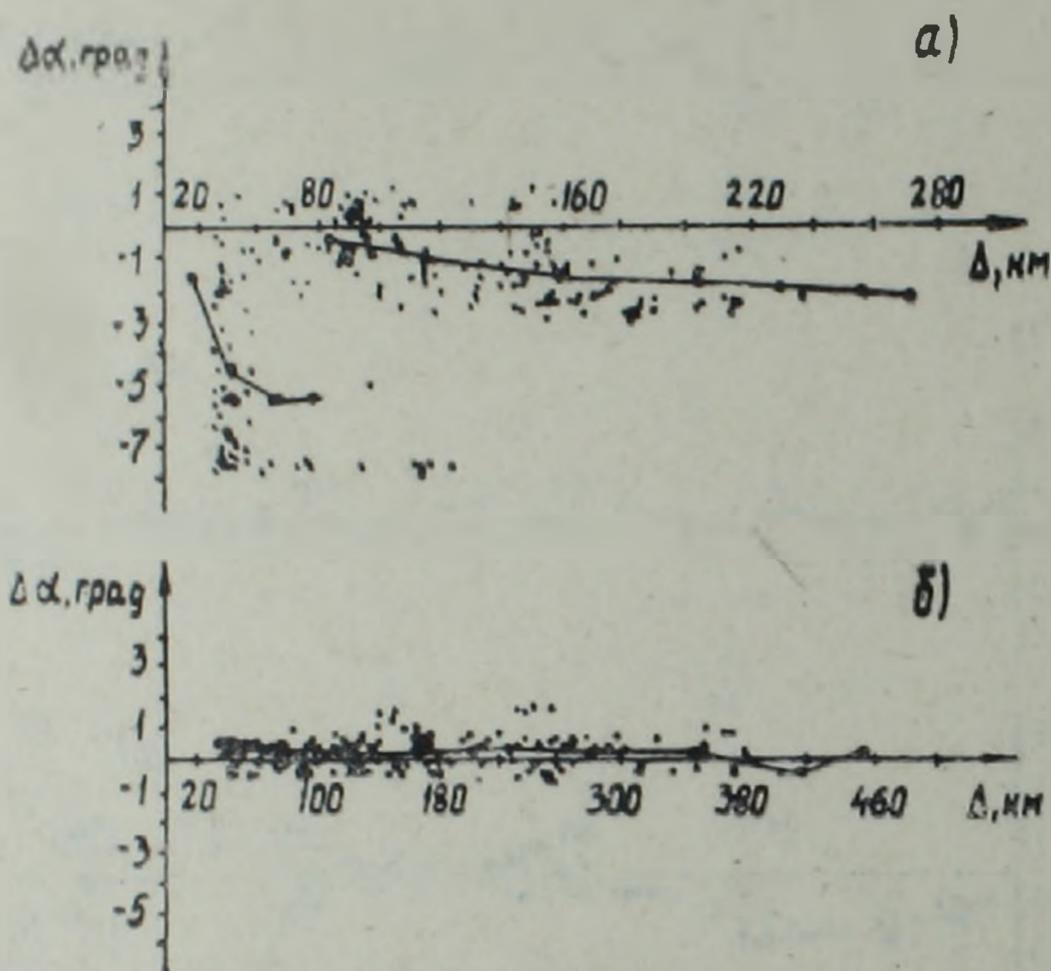


Рис. 3. Графики зависимости азимутальных отклонений  $\Delta\alpha$  от эпицентрального расстояния  $\Delta$  км по всем азимутальным секторам: а) (С/ст. СТП); б) (С/ст. ЛНН)

По полученным результатам можно утверждать, что именно преломление лучей на наклонных границах раздела в земной коре под станцией объясняет возникновение азимутальных аномалий прихода продольных волн [3, 7]. С целью уточнения того, что мы имеем дело с преломлением лучей, а не с рефракцией, нами была изучена также зависимость эпицентральных расстояний  $\Delta=100-500$  км от азимутальных аномалий (рис. 3 а, б) и получено, что для таких эпицентральных расстояний азимутальные аномалии носят одинаковый характер, т. е. отклонения в азимутах наблюдаются при подходе лучей к станции, а не вдали от нее. Сопоставление наших экспериментальных данных уже с известными геолого-геофизическими данными [1, 5] позволило получить их удовлетворительное согласие.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН АрмССР

Поступила 18.VII.84.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бугаевский Г. Н. Аномалии распространения сейсмических волн и элементы строения мантии Земли. Автореф. докт. дисс., М.: 1976.
2. Голенецкий С. И. Азимутальные аномалии по наблюдениям Иркутской сейсмической станции. Геология и геофизика, 1960, № 6, с. 13—19.

3. Голицын Б. Б. Об углах выхода сейсмической радиации. В кн. Избр. труды. 2. М.: Изд. АН СССР, 1960, с. 268—364.
4. Кульчицкий В. Е., Пустовитенко А. Н., Спиртус В. Б. Влияние строения среды под сейсмическими станциями на направление прихода продольных волн. Геофиз. сб., вып. 78, К.: 1977.
5. Оганесян Ш. С., Бабаджанян А. Г., Бадалян М. С., Григорян Д. С., Назаретян С. Н. и др. Исследование глубинного строения земной коры территории Армении геофизическими методами—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, XXXIV, № 5, с. 38—46.
6. Пустовитенко А. Н. Динамические параметры сейсмических волн Южно-Курильских землетрясений в связи с проблемой цунами (по наблюдениям сейсмоцунамистанции «Шикотан»). Автореф. канд. дисс., М.: 1976, 14 с.
7. Саваренский Е. Ф. Об углах выхода сейсмической радиации и некоторых смежных вопросах. В кн.: Труды геофиз. ин-та АН СССР 15/142, М.: Изд. АН СССР, 1952.
8. Сихарулидзе Д. И., Тутберидзе Н. П., Баграмян А. Х. и др. Строение, напряженно-деформированное состояние и условия сейсмичности литосферы Малого Кавказа. Тбилиси: Изд. «Мецниереба», 1983.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXIX, № 1, 65—69, 1986.

УДК 550.383.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

С. Р. ОГАНЕСЯН

### К ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ ПОВТОРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ (ГМП) ДЛЯ ОТБРАКОВКИ ПУНКТОВ, ИСКАЖЕННЫХ АНОМАЛЬНЫМИ ВРЕМЕННЫМИ ВАРИАЦИЯМИ

В последнее десятилетие в ряде геофизических учреждений нашей страны ведутся исследования локальных изменений геомагнитного поля (ГМП)—аномалии вековой вариации, природа которых в ряде случаев может быть связана с изменением упругих напряжений в верхнем магнитоактивном слое земной коры. Соответственно предполагается, что эти изменения можно использовать при постановке прецизионных повторных измерений в сейсмоактивных регионах в качестве предвестников землетрясений [1]. При проведении повторных измерений на полигонах или маршрутах получил широкое распространение метод синхронных измерений на опорном и рядовом пункте маршрута или полигона. При этом берется разность  $\Delta T = T(t)_{pn} - T(t)_{on}$ , где  $T(t)_{pn}$ —наблюдаемое значение ГМП на рядовом пункте для момента времени  $t$ ,  $T(t)_{on}$ —наблюдаемое значение ГМП на опорном пункте для момента времени  $t$ .

Таким образом, сопоставляя значения  $\Delta T$ , измеренные в разные годы, мы можем судить о локальных изменениях поля, обусловленных изменением магнитных свойств пород, слагающих верхнюю магнитоактивную оболочку Земли. В этом случае мы имеем право предполагать, что разность между значениями, измеренными в один и тот же момент времени, не содержит в первом приближении составляющих поля внешнего источника, т. е. предполагается, что вариации в двух близких точках на расстояниях 10—15 км протекают синфазно и с равными амплитудами [3]. При этом мы также предполагаем, что изменения поля, обусловленные вековой вариацией (источники на глубине 1/2 радиуса Земли), идентичны на малых расстояниях.

Это предположение справедливо, если проводимость слоев земной коры в исследуемом регионе однородна. То есть указанное допущение справедливо при условии, что на опорном и текущем пунктах можно предполагать однородность проводимости подстилающих пород и отсутствие индукционных аномалий. В противном случае вариации, особенно короткопериодные, существенно различны, вплоть до обращения

3. Голицын Б. Б. Об углах выхода сейсмической радиации. В кн. Избр. труды. 2. М.: Изд. АН СССР, 1960, с. 268—364.
4. Кульчицкий В. Е., Пустовитенко А. Н., Спиртус В. Б. Влияние строения среды под сейсмическими станциями на направление прихода продольных волн. Геофиз. сб., вып. 78, К.: 1977.
5. Оганесян Ш. С., Бабаджанян А. Г., Бадалян М. С., Григорян Д. С., Назаретян С. Н. и др. Исследование глубинного строения земной коры территории Армении геофизическими методами—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, XXXIV, № 5, с. 38—46.
6. Пустовитенко А. Н. Динамические параметры сейсмических волн Южно-Курильских землетрясений в связи с проблемой цунами (по наблюдениям сейсмоцунамистанции «Шикотан»). Автореф. канд. дисс., М.: 1976, 14 с.
7. Саваренский Е. Ф. Об углах выхода сейсмической радиации и некоторых смежных вопросах. В кн.: Труды геофиз. ин-та АН СССР 15/142, М.: Изд. АН СССР, 1952.
8. Сихарулидзе Д. И., Тутберидзе Н. П., Баграмян А. Х. и др. Строение, напряженно-деформированное состояние и условия сейсмичности литосферы Малого Кавказа. Тбилиси: Изд. «Мецниереба», 1983.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXIX, № 1, 65—69, 1986.

УДК 550.383.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

С. Р. ОГАНЕСЯН

### К ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ ПОВТОРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ (ГМП) ДЛЯ ОТБРАКОВКИ ПУНКТОВ, ИСКАЖЕННЫХ АНОМАЛЬНЫМИ ВРЕМЕННЫМИ ВАРИАЦИЯМИ

В последнее десятилетие в ряде геофизических учреждений нашей страны ведутся исследования локальных изменений геомагнитного поля (ГМП)—аномалии вековой вариации, природа которых в ряде случаев может быть связана с изменением упругих напряжений в верхнем магнитоактивном слое земной коры. Соответственно предполагается, что эти изменения можно использовать при постановке прецизионных повторных измерений в сейсмоактивных регионах в качестве предвестников землетрясений [1]. При проведении повторных измерений на полигонах или маршрутах получил широкое распространение метод синхронных измерений на опорном и рядовом пункте маршрута или полигона. При этом берется разность  $\Delta T = T(t)_{\text{рп}} - T(t)_{\text{оп}}$ , где  $T(t)_{\text{рп}}$ —наблюдаемое значение ГМП на рядовом пункте для момента времени  $t$ ,  $T(t)_{\text{оп}}$ —наблюдаемое значение ГМП на опорном пункте для момента времени  $t$ .

Таким образом, сопоставляя значения  $\Delta T$ , измеренные в разные годы, мы можем судить о локальных изменениях поля, обусловленных изменением магнитных свойств пород, слагающих верхнюю магнитоактивную оболочку Земли. В этом случае мы имеем право предполагать, что разность между значениями, измеренными в один и тот же момент времени, не содержит в первом приближении составляющих поля внешнего источника, т. е. предполагается, что вариации в двух близких точках на расстояниях 10—15 км протекают синфазно и с равными амплитудами [3]. При этом мы также предполагаем, что изменения поля, обусловленные вековой вариацией (источники на глубине 1/2 радиуса Земли), идентичны на малых расстояниях.

Это предположение справедливо, если проводимость слоев земной коры в исследуемом регионе однородна. То есть указанное допущение справедливо при условии, что на опорном и текущем пунктах можно предполагать однородность проводимости подстилающих пород и отсутствие индукционных аномалий. В противном случае вариации, особенно короткопериодные, существенно различны, вплоть до обращения

фазы в вариациях вертикальной составляющей, что не позволяет реализовать потенциальную точность современных протонных магнитометров, на которых эти исследования базируются. Положение существенно затрудняется тем, что эти исследования выполняются на профилях секущих глубинные разломы, т. е. в таких регионах, в которых предположение об однородной проводимости поверхностного слоя земли лишено каких-либо оснований. Результатом этого является приуроченность выделенных аномалий вековой вариации к зонам заведомо неоднородной проводимости (см., например, работы [2, 4]).

Задачей настоящей заметки является иллюстрация возможности, до сих пор неиспользованной в практике оценки степени аномальности проводимости подстилающих пород по самим повторным измерениям, выполняемым одновременно на опорном и рядовом пунктах. Указанная возможность беспредельно проста и заключается в том, что помимо сравнения средних значений  $T_n$  на опорном и рядовом пунктах, что обычно выполняется, следует сравнивать отклонение каждого индивидуального отсчета на рядовом пункте с каждым индивидуальным отсчетом на контрольном пункте или кривой  $\Delta T = f(t)$ .

Вышесказанное означает, что исследователи, располагающие полевыми дневниками, в которых фиксировалось время индивидуальных измерений на текущих пунктах или хотя бы время начала измерений (при условии, что последующие измерения выполнялись через равные интервалы), могут провести такую оценку, если на каждом повторном пункте выполнялось хотя бы пять измерений при интервале 1—2 минуты между измерениями.

К сожалению, специфика измерений в горной стране над сильномагнитными лавовыми полями накладывает свои ограничения и не позволяет реализовать ряд методических приемов, отработанных на других полигонах. В частности, опорный пункт обычно находится на маршруте или достаточно близко от него; выбрать место с малыми градиентами для всех пунктов невозможно. Первое ограничение может привести к тому, что в том случае, когда опорный пункт попадает в аномальную зону, эта аномалия приписывается всем текущим пунктам. Единственной возможностью для исключения этого является выбор пункта в зоне с минимальными градиентами. Второе ограничение мы обошли тем, что в каждом пункте проводили измерения на двух уровнях, предполагая, что постоянство вертикального градиента при тщательном закреплении пункта является гарантией проведения измерений в одной и той же точке и минимума ошибок.

Проиллюстрируем сказанное примером, используя данные измерений на профиле с. Гегард—оз. Севан.

На рис. 1 построена зависимость разности  $\Delta T = T_{рп} - T_{оп}$  для пунктов №№ 24—36, 26—36. По горизонтальной оси даны значения  $\delta T_{оп}$  на опорном пункте (пункт № 36), по вертикальной  $\delta T_{рп}$ —на рядовом (пункты №№ 24, 26). Если бы вариации поля внешних источников протекали синфазно на опорном и текущих пунктах, эта зависимость представлялась бы прямой, проходящей через начало координат под углом  $45^\circ$ . Отклонение от указанной зависимости есть не что иное, как погрешность, обусловленная существованием аномалий проводимости, не позволяющих исключить корректно вариации поля внешних источников.

Отметим, что такие оценки полезны, поскольку еще раз позволяют дать оценку реальной точности измерений, так как точность повторных измерений определяется тремя факторами: собственно приборной погрешностью, которая для протонных магнитометров определяется последней единицей счета; погрешностью за счет установки датчика; погрешностью учета временных вариаций, которая зависит от степени не-

однородности вариации на опорном и текущем пунктах. Поскольку на каждом из пунктов выполнялась серия нескольких последовательных измерений и аналогичная серия имеется для опорного, можно сравнить каждый отсчет и сравнить среднее. Нам представляется это наиболее интересным, поскольку эта оценка базируется на уже имеющейся информации, оценка достаточно корректна и не требует информации с сети вариационных станций.

Так, в таблице даны средние значения разности текущего и опорного пунктов при осреднении по пяти, десяти, пятнадцати, двадцати и 25 измерениям.

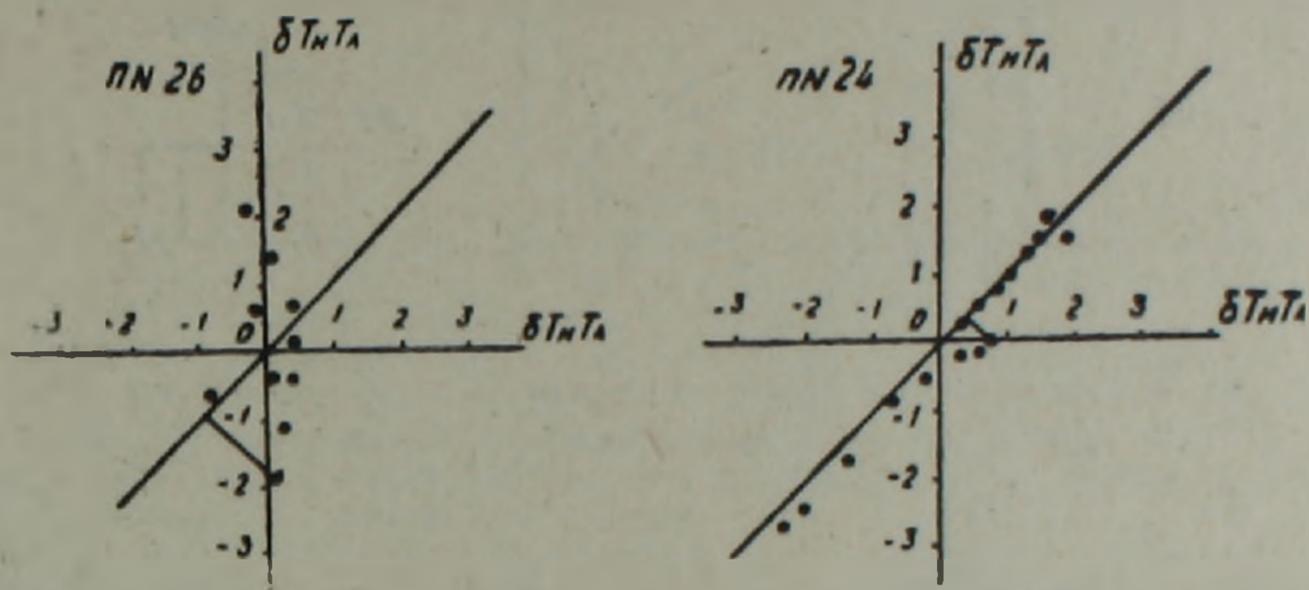


Рис. 1. График временной связи  $S_q$  вариации между ОП и п. № № 24 и 26.

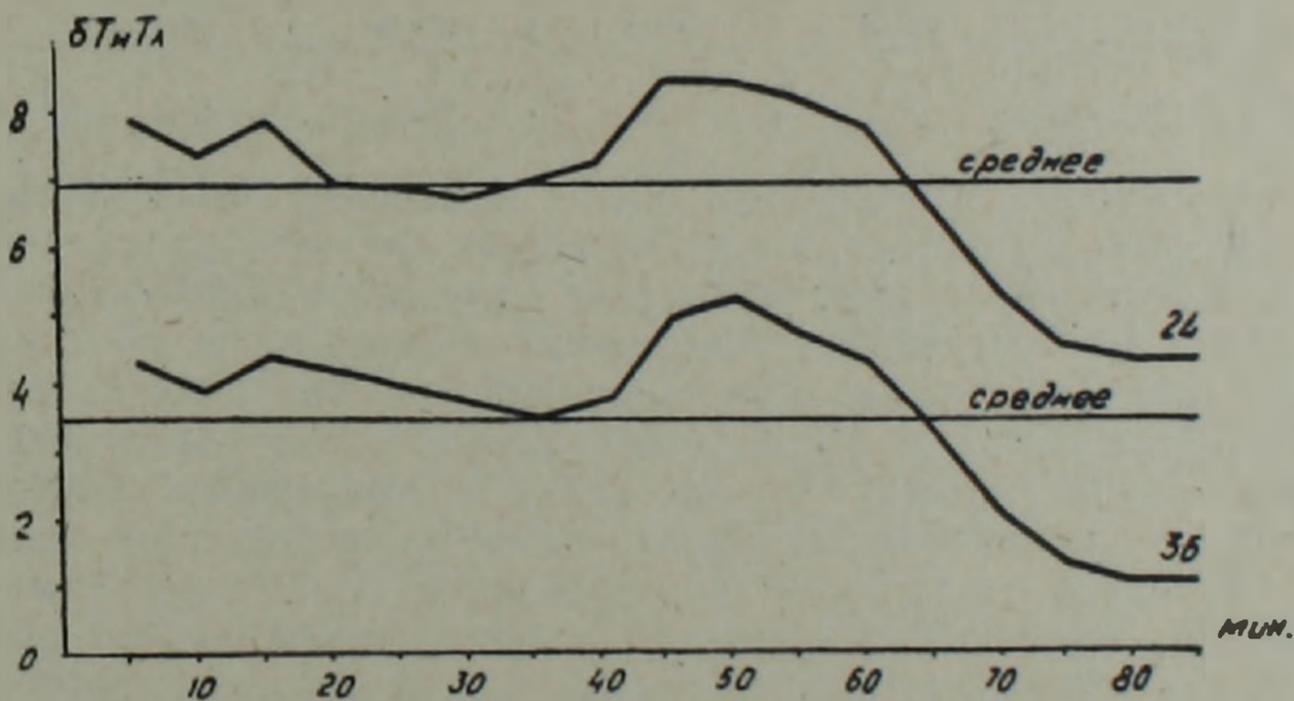


Рис. 2. Синхронная  $S_q$  вариация на пунктах 24 и 36.

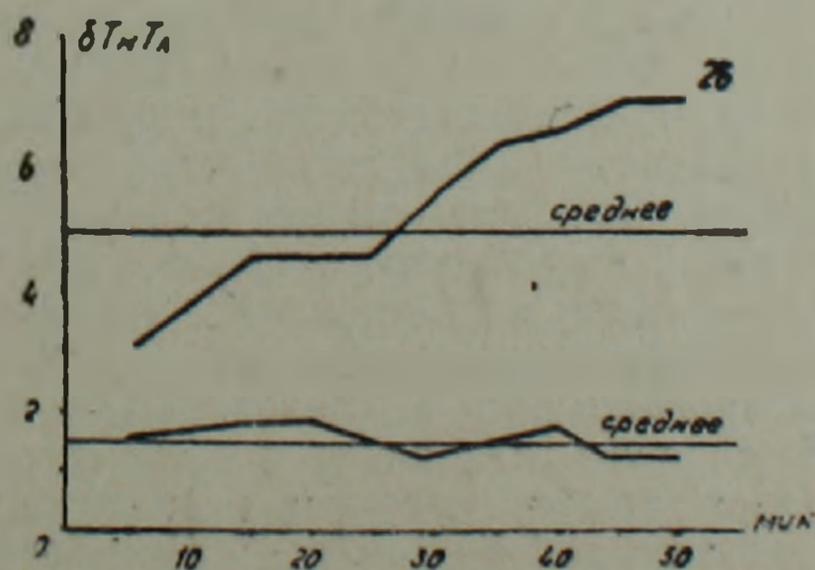


Рис. 3. Синхронная  $S_q$  вариация на пунктах 26 и 36.

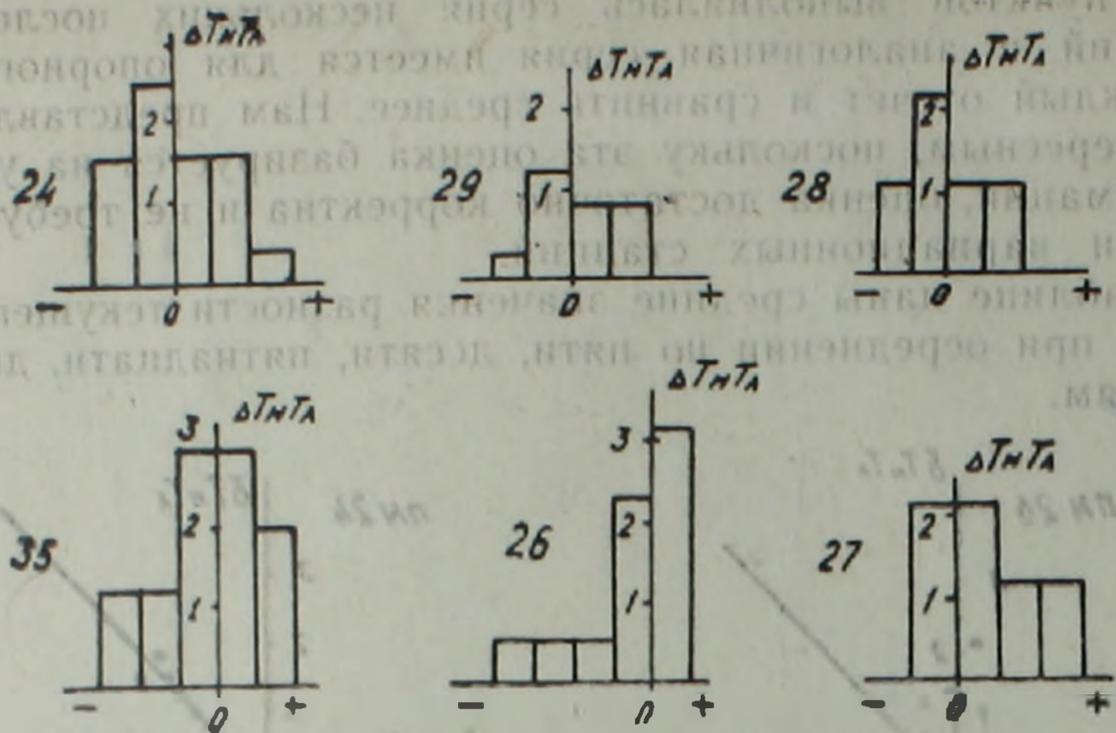


Рис. 4. Отклонения значений измерений, характеризующие тождество вариаций на опорном и рядовом пунктах.

Таблица 1

Количество измерений	5	10	15	20	25
Значение на пункте	24,3	26,2	24,9	25,5	25,2
Отклонение от среднего	1,0	0,9	0,4	0,2	0,1

Отчетливо видно, что с ростом числа измерений надежность определения среднего возрастает, а отклонение от среднего падает, причем, видимо, в осреднение должно войти для надежного определения среднего не менее 10 измерений, выполненных с интервалом 1—2 минуты.

На рисунке 2 даны значения измерений, выполненных на рядовом пункте (№ 24) и опорном (№ 36). Синхронная запись на пункте № 24 и на опорном пункте показывает для данного конкретного пункта справедливость предположения о тождественности протекания вариаций. Такое соответствие в вариации не наблюдается между пунктами № 26 и 36 (рис. 3), что свидетельствует о наличии неоднородной проводимости поверхностного слоя земной коры в районе пункта № 26. Соответственно на рис. 4 представлены гистограммы распределения отклонений от прямой линии, характеризующие гипотезу «тождество вариаций на опорном и текущем пунктах». Отметим, что в большинстве случаев погрешность случайна, на ряде пунктов, например для п. 26, наблюдается систематическое расхождение, которое иначе чем наличием индукционной аномалии на пункте интерпретировано быть не может.

Более того, приведенная гистограмма позволяет нам оценить величину реальной средней или, если это необходимо, среднеквадратической погрешности, причем в этой суммарной погрешности определяющий вклад составляет неучет аномалий временной вариации. В связи с приведенными результатами нелишне напомнить, что каждый разлом—это и неоднородность в проводимости, а, следовательно, и индукционная неоднородность (26-ой пункт находится в зоне разлома).

Приведенная гистограмма позволяет оценить величину среднеквадратической погрешности в 1,5—2 нТл. Таким образом, погрешность за счет неоднородности проводимости может лежать в пределах 2—

9 н/л. Учет этой погрешности весьма важен для определения как вековых вариаций ГМП, так и локальных изменений.

Проведенный анализ результатов на профиле с. Гегард-оз. Севан дает нам право сказать, что по данным повторных измерений возможно дать оценку степени аномальности проводимости подстилающих пород и выделить пункты, не пригодные для изучения аномалии вековых вариаций ГМП.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 24.XII.1982.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Дебакрун Л. Л. и др. Регистрация изменений механических напряжений в горных породах методами прецизионной магнитометрии. Геолого-геофизические методы исследований в сейсмоопасных зонах. Фрунзе, 1981.
2. Кузнецова В. Г., Мельничик М. И. Магнитометрические исследования на Карпатском геодинамическом полигоне. Мат. IX конф. по вопр. постоянного геомагн. поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. 1. Баку, 1973.
3. Пушков А. Н. О синхронных наблюдениях по профилю для выявления аномалий вековой вариации. Геомагнетизм и аэрономия, № 9, 1969.
4. Пудовкин И. М., Погредников М. М. Вариации геомагнитного поля, как возможное средство прогнозирования землетрясений. Мат. IX конф. по вопр. постоянного геомагн. поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. 1, Баку, 1973.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXIX, № 1, 69—73, 1986.

УДК 550.833(479.25)

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. В. НАГАПЕТЯН

### ИССЛЕДОВАНИЕ ПЬЕЗООСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД АРМЯНСКОЙ ССР ПОД ДЕЙСТВИЕМ ДАВЛЕНИЯ

В процессе экспериментов выяснилось, что при первоначальном нагружении в земном магнитном поле у большинства интрузивных и некоторых эффузивных пород из различных сейсмоактивных районов Армении наблюдается увеличение естественной остаточной намагниченности  $I_0$ . Последующие исследования показали, что это увеличение связано с образованием пьезоостаточной намагниченности в образцах [1].

Для более точной интерпретации обсерваторских и полевых магнитометрических наблюдений необходимо определить роль пьезоостаточной намагниченности в горных породах сейсмоактивных районов. С этой целью были исследованы образцы горных пород Зангезурского и Гарнийского геодинамического полигонов Армении.

Исследованы базальты и андезито-базальты четвертичного возраста Гарнийского геодинамического полигона: гранодиориты, плагиограниты, кварцевые диориты, габбро-диориты Зангезурского полигона (с. Гярд). Магнитные параметры изученных образцов меняются в широких пределах: магнитная восприимчивость  $\chi_0$  от  $520 \cdot 10^{-5}$  до  $3800 \cdot 10^{-5}$  СИ, остаточная намагниченность  $I_0$  от  $200 \cdot 10^{-5}$  до  $5800 \cdot 10^{-5}$

9 н/л. Учет этой погрешности весьма важен для определения как вековых вариаций ГМП, так и локальных изменений.

Проведенный анализ результатов на профиле с. Гегард-оз. Севан дает нам право сказать, что по данным повторных измерений возможно дать оценку степени аномальности проводимости подстилающих пород и выделить пункты, не пригодные для изучения аномалии вековых вариаций ГМП.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 24.XII.1982.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Дебакрун Л. Л. и др. Регистрация изменений механических напряжений в горных породах методами прецизионной магнитометрии. Геолого-геофизические методы исследований в сейсмоопасных зонах. Фрунзе, 1981.
2. Кузнецова В. Г., Мельничик М. И. Магнитометрические исследования на Карпатском геодинамическом полигоне. Мат. IX конф. по вопр. постоянного геомагн. поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. 1. Баку, 1973.
3. Пушков А. Н. О синхронных наблюдениях по профилю для выявления аномалий вековой вариации. Геомагнетизм и аэрономия, № 9, 1969.
4. Пудовкин И. М., Погредников М. М. Вариации геомагнитного поля, как возможное средство прогнозирования землетрясений. Мат. IX конф. по вопр. постоянного геомагн. поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. 1, Баку, 1973.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXIX, № 1, 69—73, 1986.

УДК 550.833(479.25)

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. В. НАГАПЕТЯН

### ИССЛЕДОВАНИЕ ПЬЕЗООСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД АРМЯНСКОЙ ССР ПОД ДЕЙСТВИЕМ ДАВЛЕНИЯ

В процессе экспериментов выяснилось, что при первоначальном нагружении в земном магнитном поле у большинства интрузивных и некоторых эффузивных пород из различных сейсмоактивных районов Армении наблюдается увеличение естественной остаточной намагниченности  $I_0$ . Последующие исследования показали, что это увеличение связано с образованием пьезоостаточной намагниченности в образцах [1].

Для более точной интерпретации обсерваторских и полевых магнитометрических наблюдений необходимо определить роль пьезоостаточной намагниченности в горных породах сейсмоактивных районов. С этой целью были исследованы образцы горных пород Зангезурского и Гарнийского геодинамического полигонов Армении.

Исследованы базальты и андезито-базальты четвертичного возраста Гарнийского геодинамического полигона: гранодиориты, плагиограниты, кварцевые диориты, габбро-диориты Зангезурского полигона (с. Гярд). Магнитные параметры изученных образцов меняются в широких пределах: магнитная восприимчивость  $\chi_0$  от  $520 \cdot 10^{-5}$  до  $3800 \cdot 10^{-5}$  СИ, остаточная намагниченность  $I_0$  от  $200 \cdot 10^{-5}$  до  $5800 \cdot 10^{-5}$

СИ. Максимальной величиной этих параметров характеризуются андезито-базальты у с. Гарни, а также базальты района водохранилища Азат.

Исследовано 50 образцов горных пород.

Эксперименты проведены на установке, которая состоит из немагнитного гидравлического пресса, системы измерительных блоков (Каппа-метр и магнитометр) [7].

Измерения пьезостаточной намагниченности выполнены в земном поле и в поле  $240-4 \cdot 10^2$  А/м в интервале давлений  $0-70$  МПа при  $P \parallel H$ .

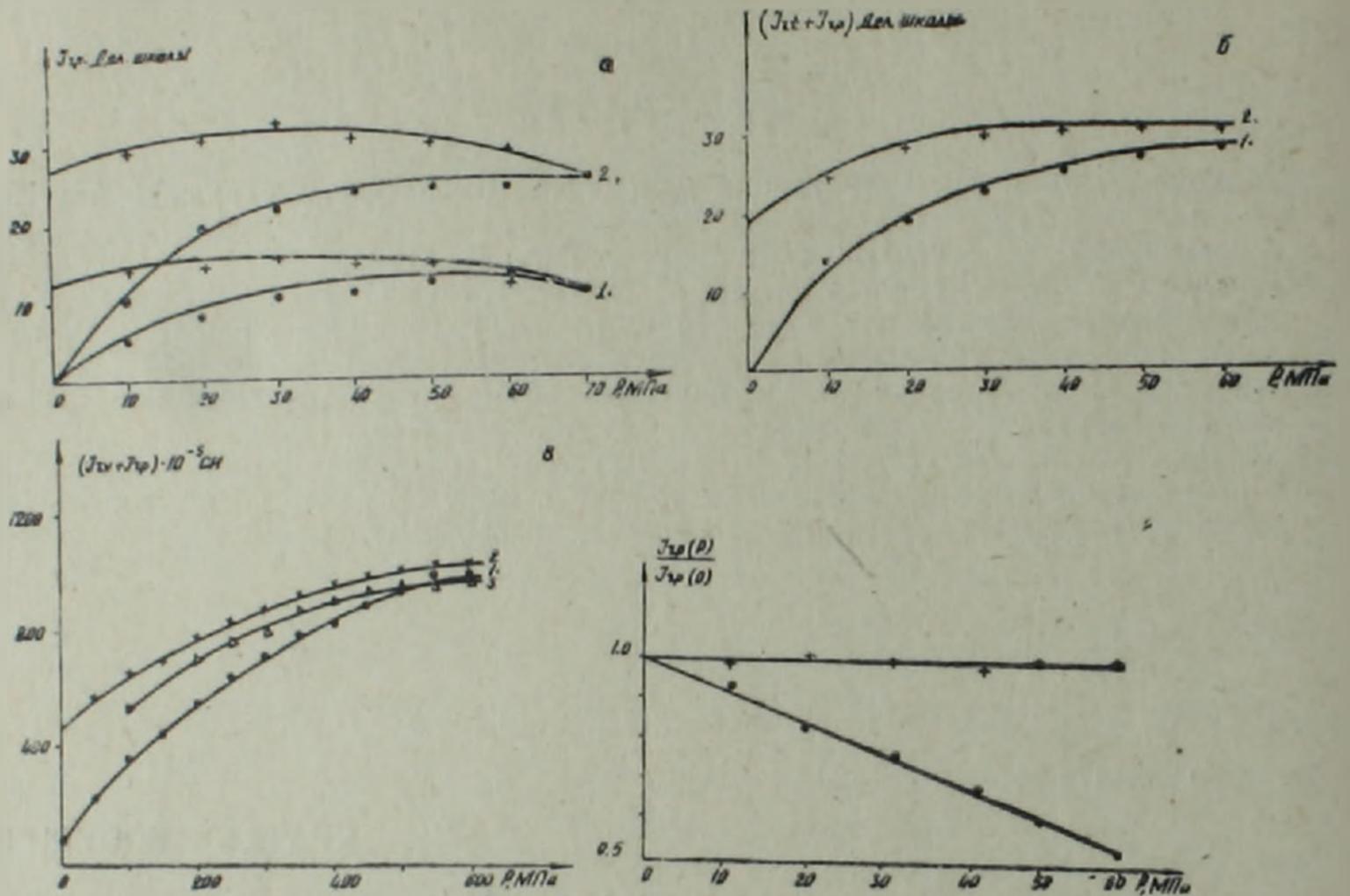


Рис. 1. а) Образование пьезостаточной намагниченности: 1—рост в поле 240 А/м; 2—рост в поле 240 А/м; б) образование  $I_{гр}$  с различными величинами начальной намагниченности (базальт) при условии  $H \parallel P$ ; в) образование  $I_{гр}$  с различными величинами начальной намагниченности (гранодиорит) при условии  $H \parallel P$ ; г) изменение  $I_{гр}$  под давлением (гранодиорит).

На рис. 1а показан типичный пример образования пьезостаточной намагниченности на образце базальта (у района Гарни). По оси абсцисс отложено давление, по оси ординат—намагниченность в делениях шкалы. Эксперимент проводился следующим образом. После намагничивания образца переменным полем амплитудой  $48 \cdot 10^3$  А/м, плавно убывающей до 0 в течение 5 сек, образец помещался в установку. В земном поле (или в поле  $4 \cdot 10^2$  А/м) накладывалось давление и измерялась намагниченность. В момент измерения поле отключалось на время около 2 сек и включалось компенсирующее поле.

Рост пьезостаточной намагниченности в земном поле показан на кривой 1, рост в поле 240 А/м на кривой 2. Наблюдается рост  $I_{гр}$  с давлением, причем чем больше намагничивающее поле, тем выше рост пьезостаточной намагниченности от давления. При снятии нагрузки в обоих случаях наблюдается рост пьезостаточной намагниченности, а в области низких давлений наблюдается незначительное уменьшение.

Поскольку пьезостаточная намагниченность в естественных условиях может возникнуть в породах при различного рода тектонических

процессах, причем породы могут обладать какой-либо первоначальной намагниченностью, важно было оценить зависимость  $I_{rp}$  от величины исходной намагниченности.

Природа и стабильность естественной остаточной намагниченности эффузивных пород Армении верхнеплиоцен-четвертичного периода исследованы в работе [4]. Выяснено, что природа изученных пород термоостаточная. Вторичный вязкий компонент этих пород незначителен. Поэтому нами исследована зависимость  $I_{rp}$  от  $P$  при различной начальной величине термоостаточной намагниченности ( $I_{rt}$ ).

Результаты эксперимента на образце базальта Гарнийского полигона приведены на рис. 1б.

Кривая 1. Образование пьезоостаточной намагниченности (в поле  $240 \text{ А/м}$ ) в образце из размагниченого состояния. Кривая 2. В образце (после нагрева в скомпенсированном поле выше точки Кюри, а затем охлаждением в земном магнитном поле) создана термоостаточная намагниченность. После этого накладывается давление.

График показывает, что независимо от начальной величины остаточной намагниченности суммарная намагниченность в области больших давлений  $50\text{--}60 \text{ МПа}$  стремится к некоторой предельной величине. В результате лабораторных испытаний (размагничивание переменным полем) и последующей длительной выдержки в постоянном поле до  $4 \cdot 10^2 \text{ А/м}$  образцов горных пород Зангезурского полигона было установлено, что значительная часть остаточной намагниченности является вязкой [6].

Результаты эксперимента на примере комбинации вязкой и пьезоостаточной намагниченности одного из образцов горных пород Зангезурского полигона приведены на рис. 1в.

Кривая 1. Образование пьезоостаточной намагниченности (в поле  $240 \text{ А/м}$ ) в образце из размагниченого состояния. Кривая 2. В образце (после размагничивания) создана вязкая намагниченность (при  $H=4 \cdot 10^2 \text{ А/м}$  и  $t=20^\circ\text{C}$ ) в течение 20 минут. После этого накладывается давление. Кривая 3. В образце вязкая намагниченность создана в течение 20 минут при постоянном давлении  $10 \text{ МПа}$  (наложение давления проводилось при скомпенсированном поле до включения поля  $4 \cdot 10^2 \text{ А/м}$ ). В этом случае вектор начальной вязкой намагниченности совпадает с направлением поля и образование  $I_{rp}$  происходит при условии, когда давление накладывается параллельно полю.

Как видно из рисунка, во всех случаях, независимо от начальной величины остаточной намагниченности, суммарная намагниченность в области больших давлений  $50\text{--}60 \text{ МПа}$  стремится к некоторой предельной величине.

Таким образом, подтверждается результат, полученный С. Х. Максудовым [3], заключающийся в том, что вклад пьезоостаточной намагниченности в суммарную намагниченность зависит от величины первоначальной вязкой намагниченности.

В случае, когда начальная вязкая намагниченность направлена против земного поля, с давлением вязкая намагниченность быстро разрушается и при давлении  $10 \text{ МПа}$  полностью уничтожается. Дальнейшее увеличение нагрузки при условии  $P \parallel H$  вызывает образование пьезоостаточной намагниченности в противоположном (относительно  $I_{rt}$ ) направлении, то есть по направлению поля [3].

Пьезоостаточная намагниченность при повторном наложении давления (в пределах первоначального  $P_{\text{max}}$ ) уменьшается обратимо. На рис. 1, 2 приведен типичный пример изменения  $I_{rp}(P)$  (в поле образования  $I_{rp}$ ) для образца гранодиорита Зангезурского полигона. Как видно из этого рисунка,  $I_{rp}$  уменьшается обратимо и линейно

в интервале давлений от 0 до 60 МПа. Рассчитана величина коэффициента  $\gamma$ , характеризующая амплитуду обратимых изменений пьезоостаточной намагниченности:

$$\gamma = \frac{1}{I_{rp}(0)} \cdot \frac{\Delta I_{rp}}{\Delta P},$$

где  $I_{rp}$  — пьезоостаточная намагниченность при  $P=0$  (после предварительного сжатия  $P_{max}$ );  $\Delta I_{rp}$  — изменения намагниченности при увеличении давления на  $\Delta P$  при  $\Delta P = P_2 - P_1$ , где  $P_2 > P_1$ , а  $\Delta I_{rp} = I_{rp}(P_1) - I_{rp}(P_2)$ .

При комнатной температуре для исследованных образцов величина  $J$  находится в пределах от 3,1 до  $6,5 \cdot 10^{-4}$  МПа и уменьшение  $I_{rp}(P)$  при давлении 70 МПа составляет 40—50% исходной величины.

В таблице 1 приведены результаты исследования образования  $I_{rp}$  для нескольких образцов, полученные в поле  $4 \cdot 10^2$  А/м и давлении 60 МПа при комнатной температуре.

Таблица 1

Номер образца	Условия	$I_{rp} \cdot 10^{-5}$ СИ	Название породы
1	P    H	920	Гранодиорит
2		2000	Андезито-базальт
3		2600	Базальт
4		1500	Андезито-базальт
5	P    H	1880	Гранодиорит
6		950	Базальт

Таким образом, локальные изменения геомагнитного поля, связанные с тектоническими напряжениями в земной коре, могут быть вызваны изменением пьезоостаточной намагниченности пород.

Однако, вклад пьезоостаточной намагниченности пород в суммарную намагниченность, как было указано выше, зависит от величины начальной намагниченности. Так как эффузивные породы Гарнийского полигона обладают термоостаточной намагниченностью [6], а интрузивные породы Зангезурского полигона обладают вязкой намагниченностью *insitu* [2, 6], то вклад пьезоостаточной намагниченности в величину сейсмамагнитного эффекта будет незначителен.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Арм. ССР.

Поступила 10.IV.1981.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян Ц. Г., Нагапетян В. В., Сквородкин Ю. П. Изучение пьезоостаточной и вязкой остаточной намагниченности горных пород сейсмоактивных зон Армянской ССР под давлением. В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по вопросам физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах. Тбилиси: 1974, с. 130.
2. Акопян Ц. Г., Сирунян Т. А. Намагниченность мезозойских горных пород Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1976, № 1, с. 91.
3. Максудов С. Х. Тектономагнитные исследования магматических пород Ташкентского геодинамического полигона. Канд. дисс. М.: 1972, с. 147.
4. Минасян Дж. О. Природа и стабильность естественной остаточной намагниченности некоторых эффузивных пород Армении. Тез. докл. съезда по вопр. постоянно-

- го геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. II, М.: 1976, с. 98.
5. Сковородкин Ю. П., Бураков К. С., Безуглая Л. С., Максудов С. Х. Установка для исследования магнитных свойств образцов горных пород при различных давлениях и температурах. В кн.: Тезисы докл. VIII конф. по вопр. постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. 2, М.: 1970, с. 80.
6. Сковородкин Ю. П., Безуглая Л. С., Нагапетян В. В. Образование вязкой остаточной намагниченности в присутствии механических напряжений.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1975, № 7, с. 75.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXIX, № 1, 73—76, 1986.

УДК:550.344.55

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Г. М. ГЕВОНДЯН

### ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОХОЖДЕНИЯ ВОЛН ЛЯВА ЧЕРЕЗ ЩЕЛЬ

Задача о прохождении поверхностных волн через разломы в литосфере Земли, изучаемая методом трехмерного ультразвукового моделирования, имеет особый интерес, когда длины падающих волн соизмеримы с глубиной залегания горизонтальной неоднородности. Эта дифракционная задача не решена теоретически для поверхностных волн.

Большой физический интерес имеет также задача о прохождении поверхностных волн через щель в полупространстве (аналог разлома в нулевом приближении). Количество экспериментальных и модельных данных по этому вопросу весьма ограничено. В то же время очевидно, что в природе больше всего информации о такой характеристике разлома, как его глубина проникновения, могут дать именно поверхностные волны, колебания в которых, в зависимости от длины волны захватывают различные по мощности приповерхностные слои. Двумерное ультразвуковое моделирование прохождения волн Релея через щель в полупространстве проводилось Рыкуновым, Фам Вантхухом [3]. В этих экспериментах показано, что при различных удалениях приемника от щели наблюдаются флуктуации видимых амплитуд и спектров проходящих волн, объясняемые интерференцией этих волн с объемными волнами, возбуждаемыми от конца щели (явление обмена).

Методом динамической фотоупругости в работе [2] изучено прохождение поверхностных волн через различным образом ориентированные краевые трещины. При прохождении волны через трещину наблюдались следующие явления: дифракция волны на двугранных углах и вершине трещины, преобразование волны Релея в объемные, разделение волны Релея на две поверхностные, следующие друг за другом. Эти эксперименты были направлены лишь на выявление связи роста трещин с прохождением волны Релея.

В работе [5] проведен теоретический расчет прохождения волны Релея через трещину, заполненную жидкостью. Естественно расчет проводился для горизонтальной составляющей в волне Релея. Показано, что с увеличением отношения  $h/\lambda_R$  ( $h$  — глубина трещины,  $\lambda_R$  — длина падающей волны Релея) коэффициент прохождения сначала равен 1 в интервале  $h/\lambda_R = 0 \div 0,2$ , затем быстро линейно уменьшается

- го геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. II, М.: 1976, с. 98.
5. Сковородкин Ю. П., Бураков К. С., Безуглая Л. С., Максудов С. Х. Установка для исследования магнитных свойств образцов горных пород при различных давлениях и температурах. В кн.: Тезисы докл. VIII конф. по вопр. постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. 2, М.: 1970, с. 80.
6. Сковородкин Ю. П., Безуглая Л. С., Нагапетян В. В. Образование вязкой остаточной намагниченности в присутствии механических напряжений.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1975, № 7, с. 75.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXIX, № 1, 73—76, 1986.

УДК:550.344.55

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Г. М. ГЕВОНДЯН

### ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОХОЖДЕНИЯ ВОЛН ЛЯВА ЧЕРЕЗ ЩЕЛЬ

Задача о прохождении поверхностных волн через разломы в литосфере Земли, изучаемая методом трехмерного ультразвукового моделирования, имеет особый интерес, когда длины падающих волн соизмеримы с глубиной залегания горизонтальной неоднородности. Эта дифракционная задача не решена теоретически для поверхностных волн.

Большой физический интерес имеет также задача о прохождении поверхностных волн через щель в полупространстве (аналог разлома в нулевом приближении). Количество экспериментальных и модельных данных по этому вопросу весьма ограничено. В то же время очевидно, что в природе больше всего информации о такой характеристике разлома, как его глубина проникновения, могут дать именно поверхностные волны, колебания в которых, в зависимости от длины волны захватывают различные по мощности приповерхностные слои. Двумерное ультразвуковое моделирование прохождения волн Релея через щель в полупространстве проводилось Рыкуновым, Фам Вантхухом [3]. В этих экспериментах показано, что при различных удалениях приемника от щели наблюдаются флуктуации видимых амплитуд и спектров проходящих волн, объясняемые интерференцией этих волн с объемными волнами, возбуждаемыми от конца щели (явление обмена).

Методом динамической фотоупругости в работе [2] изучено прохождение поверхностных волн через различным образом ориентированные краевые трещины. При прохождении волны через трещину наблюдались следующие явления: дифракция волны на двугранных углах и вершине трещины, преобразование волны Релея в объемные, разделение волны Релея на две поверхностные, следующие друг за другом. Эти эксперименты были направлены лишь на выявление связи роста трещин с прохождением волны Релея.

В работе [5] проведен теоретический расчет прохождения волны Релея через трещину, заполненную жидкостью. Естественно расчет проводился для горизонтальной составляющей в волне Релея. Показано, что с увеличением отношения  $h/\lambda_R$  ( $h$  — глубина трещины,  $\lambda_R$  — длина падающей волны Релея) коэффициент прохождения сначала равен 1 в интервале  $h/\lambda_R = 0 \div 0,2$ , затем быстро линейно уменьшается

от 1 до 0,4 при  $h/\lambda_R=0,2+0,6$ . При дальнейшем уменьшении длины волны коэффициент прохождения продолжает монотонно, незначительно уменьшаться. При  $h/\lambda_R=1,8$  коэффициент прохождения равен 0,32.

Очевидно, что перечисленные результаты не дают сведений о возможности определения в природных условиях глубины разлома или другой горизонтальной неоднородности. В настоящее время известна лишь одна работа, в которой показано, что спектры проходящих через зону разлома поверхностных волн можно использовать для качественной оценки глубины разлома [4].

До сегодняшнего дня проводилось исследование этой задачи методом моделирования для поверхностных волн Лява. В настоящей работе изучалось прохождение волн Лява на трехмерной модели—слой-полупространство через щель в слое.

Методика изготовления трехмерной модели в виде полупространства с горизонтальным слоем описана [1]. Щель рассекала горизонтальный слой на всю глубину, равную 5 мм. Источник и приемник располагали на одинаковом удалении от щели и сравнивали спектры волн Лява, проходящих через щель с прямыми волнами, регистрируемыми на тех же эпицентральных расстояниях в отсутствие щели. Спектры волн Лява были получены с помощью анализатора СКЧ-53.

Исследовались отношения спектров прямых и проходящих волн. Отношения спектров рассматривались для частотного диапазона, соответствующего амплитудному уровню 0,5 от максимальной спектральной составляющей. При расчетах делалась поправка на поглощение волн Лява, согласно полученной предварительно зависимости коэффициента поглощения от частоты (рис. 1).

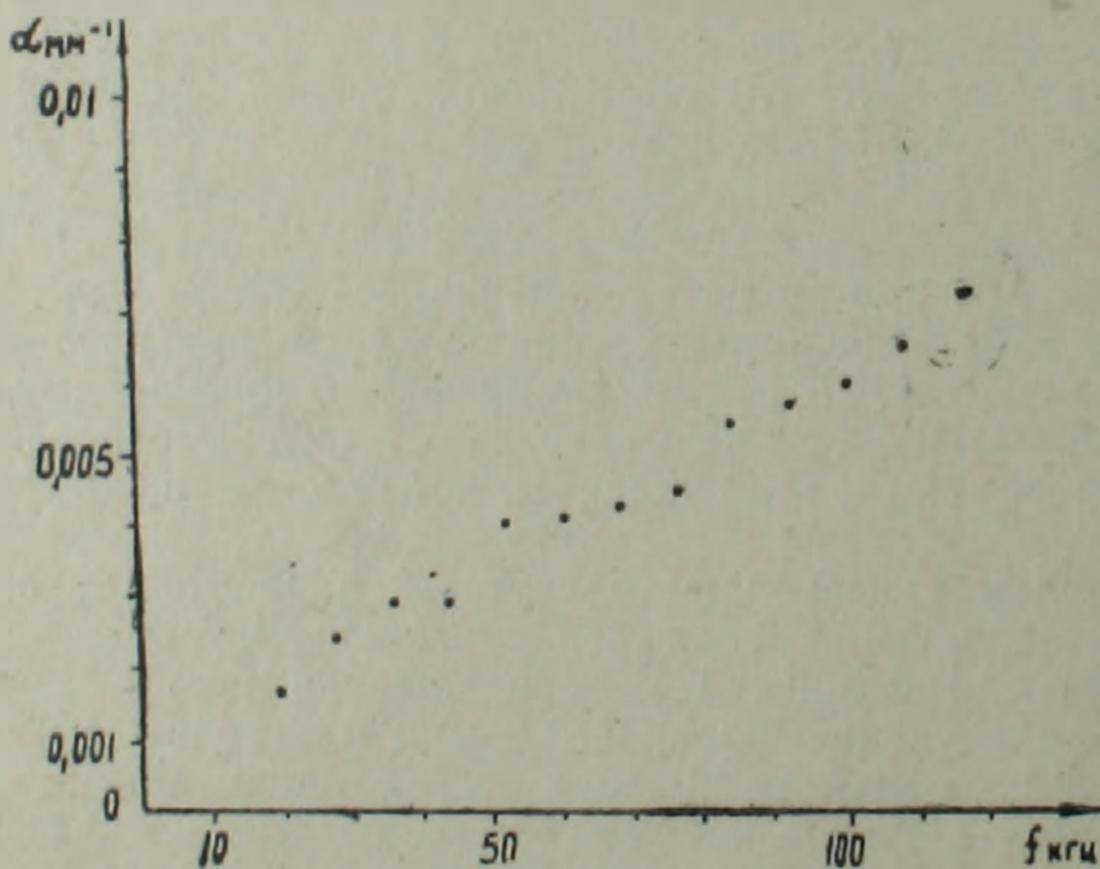


Рис. 1. Зависимость коэффициента поглощения волн Лява от частоты.

На рис. 2, 3 приведены примеры спектрограмм прямых и проходящих через щель волн Лява. На более высоких и низких частотах значения спектральных амплитуд малы, что повышает погрешность и делает результаты вычислений непредставительными.

На рис. 4 показана усредненная по данным всех экспериментов зависимость отношений спектров прямых и проходящих волн Лява на различных эпицентральных расстояниях. Усреднение экспериментальных точек преследовало цель избежать влияния возможной дифракции волн на конце щели, наблюдавшейся для релеевских волн в двумерном модельном эксперименте [4]. Частота, при которой длина прямой волны Лява соответствует глубине щели, равна в данном случае 250 кгц. Как следует из рис. 4, экспериментальные точки занимают частотный интервал до  $\approx 120$  кгц., после которого отношения спектров стремятся к 0. Следовательно, для проходящих волн Лява щель является низкочастотным фильтром.

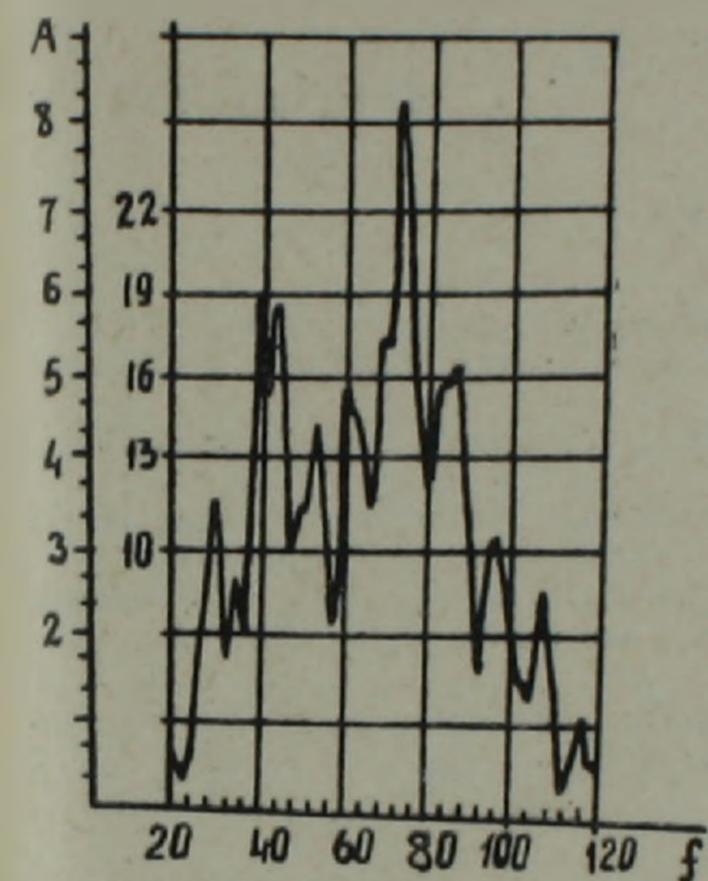


Рис. 2. Спектрограмма прямой волны Лява.

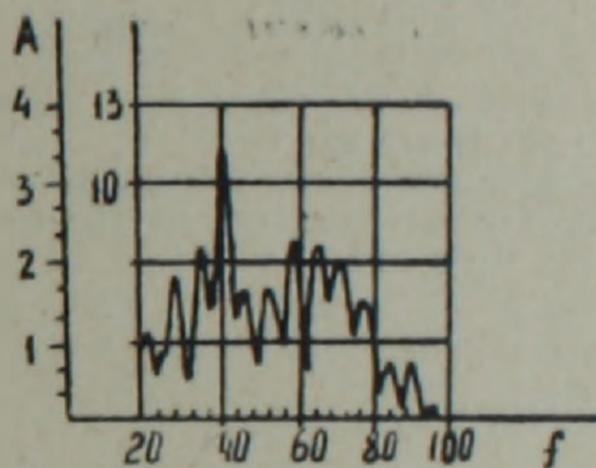


Рис. 3. Спектрограмма проходящей через щель волны Лява.

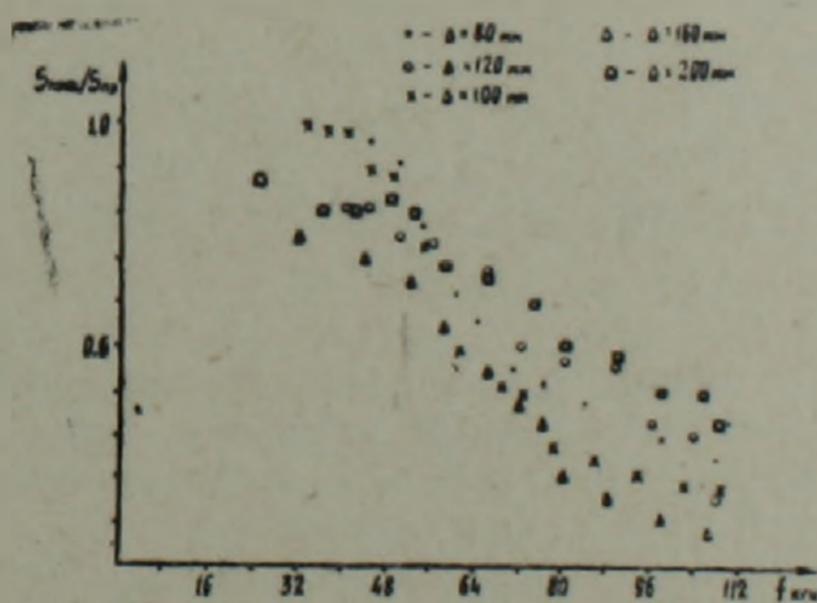


Рис. 4. Зависимость отношения спектров прямых и проходящих через щель волны Лява от частоты.

В работе [4], по отношению спектров проходящих и прямых поверхностных волн, предлагается оценивать глубину залегания разлома. Проведенные нами эксперименты на модели со щелью, свидетель-

ствуют с одной стороны, что полученное в работе [4] выполаживание значений отношений спектров наблюдается и в этом случае, а с другой стороны—ввиду частотно-избирательного влияния щели на проходящие волны Лява, без учета спектрального состава отраженных от щели волн оценить глубину ее залегания затруднительно.

На современном уровне наших представлений о динамике поверхностных волн в средах с резкой горизонтальной неоднородностью наблюдаемые на рис. 4 флуктуации отношений спектров прямых и проходящих волн можно приписать интерференции падающей и проходящей волн между собой и с обменными волнами, возбуждаемыми при огибании поверхностной волной неоднородности.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 28.XI. 1985.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гегечкори Т. Ш. Динамические особенности релеевских волн в горизонтально-неоднородных средах по данным физического моделирования. Автореф. канд. дисс., М.: ИФЗ, 1980, с. 14.
2. Гузь И. С. Влияние ориентации краевой трещины на прохождение поверхностных волн. ПМТФ, 1973, № 5, с. 155—158.
3. Рыкунов Л. Н., Фам Вантхух. Изучение влияния локальных неоднородностей на поле релеевских волн.—Изв. АН СССР, Физ. Земли, 1972, № 5, с. 65—71.
4. Саваренский Е. Ф., Сихарулидзе Д. И., Яновская Т. Б., Баграмян А. Х. О влиянии глубинных разломов на спектры поверхностных волн. Изв. АН СССР, Физ. Земли, 1978, № 3, с. 84.
5. Hou Y. I., Bertoni H. L. Variational approach to Rayleigh wave reflection and transmission at a liquid filled crack JEEE, Ultrasonical Symp. Proc., 1976, 76, CH 1120—SSU.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, 76—78, 1986

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 624.191.82:53.087

Е. Г. ЗАВРИАН

#### НАТУРНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ НАПРЯЖЕНИЙ ТУННЕЛЬНЫХ ОБДЕЛОК

В отличие от большинства гидротехнических сооружений туннельная обделка имеет незначительную толщину. Здесь возможно использовать простую аппаратуру с механическим измерителем деформаций, например с мессурой. Это сильно упрощает конструкцию измерительной аппаратуры и повышает надежность измерений. Механические приборы имеют то преимущество, что не меняют своих показаний со временем, как это бывает со струнной аппаратурой и тензометрическими датчиками сопротивления.

Нами разработан прибор—консольный динамометр, для измерения напряжений в туннельных обделках с применением индикаторных головок для измерения деформаций. Приборы такого типа обладают большей точностью, чем динамометр проф. Карлсона.

Прибор представляет из себя выточенный из куска металла дву-

ствуют с одной стороны, что полученное в работе [4] выполаживание значений отношений спектров наблюдается и в этом случае, а с другой стороны—ввиду частотно-избирательного влияния щели на проходящие волны Лява, без учета спектрального состава отраженных от щели волн оценить глубину ее залегания затруднительно.

На современном уровне наших представлений о динамике поверхностных волн в средах с резкой горизонтальной неоднородностью наблюдаемые на рис. 4 флуктуации отношений спектров прямых и проходящих волн можно приписать интерференции падающей и проходящей волн между собой и с обменными волнами, возбуждаемыми при огибании поверхностной волной неоднородности.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 28.XI. 1985.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гегечкори Т. Ш. Динамические особенности релеевских волн в горизонтально-неоднородных средах по данным физического моделирования. Автореф. канд. дисс., М.: ИФЗ, 1980, с. 14.
2. Гузь И. С. Влияние ориентации краевой трещины на прохождение поверхностных волн. ПМТФ, 1973, № 5, с. 155—158.
3. Рыкунов Л. Н., Фам Вантхух. Изучение влияния локальных неоднородностей на поле релеевских волн.—Изв. АН СССР, Физ. Земли, 1972, № 5, с. 65—71.
4. Саваренский Е. Ф., Сихарулидзе Д. И., Яновская Т. Б., Баграмян А. Х. О влиянии глубинных разломов на спектры поверхностных волн. Изв. АН СССР, Физ. Земли, 1978, № 3, с. 84.
5. Hou Y. I., Bertoni H. L. Variational approach to Rayleigh wave reflection and transmission at a liquid filled crack JEEE, Ultrasonical Symp. Proc., 1976, 76, CH 1120—SSU.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, 76—78, 1986

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 624.191.82:53.087

Е. Г. ЗАВРИАН

#### НАТУРНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ НАПРЯЖЕНИЙ ТУННЕЛЬНЫХ ОБДЕЛОК

В отличие от большинства гидротехнических сооружений туннельная обделка имеет незначительную толщину. Здесь возможно использовать простую аппаратуру с механическим измерителем деформаций, например с мессурой. Это сильно упрощает конструкцию измерительной аппаратуры и повышает надежность измерений. Механические приборы имеют то преимущество, что не меняют своих показаний со временем, как это бывает со струнной аппаратурой и тензометрическими датчиками сопротивления.

Нами разработан прибор—консольный динамометр, для измерения напряжений в туннельных обделках с применением индикаторных головок для измерения деформаций. Приборы такого типа обладают большей точностью, чем динамометр проф. Карлсона.

Прибор представляет из себя выточенный из куска металла дву-

тавр с толстыми полками и стенкой. При высоте двутавра 35 мм толщина указанных элементов составляет 5 мм (рис. 1).

На расстоянии 49 мм от конца динамометр снабжен вертикальным деформационным швом шириной 2 мм, пересекающим только полку двутавра.

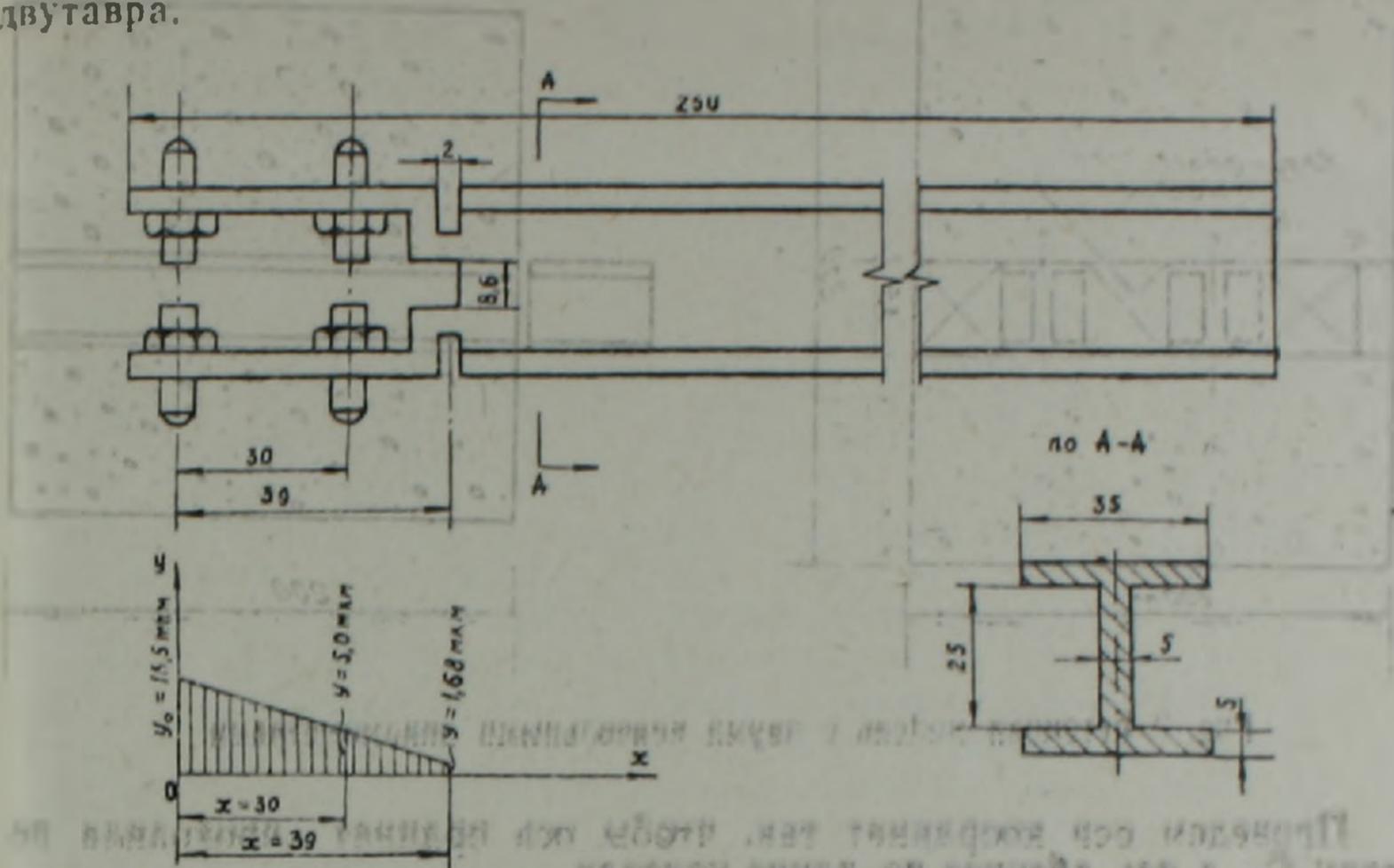


Рис. 1. Консольный динамометр и прогибы консолей динамометра.

Двутавр закладывается в бетон обделки во время бетонирования. Тем самым устраняется неопределенность в отношении состояния контактной поверхности между прибором и обделкой.

Устанавливаются два динамометра, как показано на рис. 2. Кроме того попеременно укладываются резиновые тампоны, после чего бетонирование продолжается. Таким образом в бетоне создается прослой высотой 35 мм, в котором передача давлений происходит только через динамометры. Сопротивлением сжатия резиновых тампонов можно пренебречь вследствие незначительной ее величины.

При проведении измерений из сооружения выступает конец двутавра в виде консоли. В консольной части динамометра стенка вырезана, с той целью, чтобы можно было бы рассматривать находящуюся внутри бетонной обделки часть динамометра, как работающую по схеме плоской задачи теории упругости (рис. 1).

Для измерения деформаций в полках консольного выступа динамометра имеются четыре винта из латуни. На концах выступающих частей винтов закреплены стальные шарики, служащие в качестве опор для индикаторной головки, которая укрепляется на рамке для удобства установки на шарики. Расстояние между винтами 30 мм.

Принцип работы прибора следующий. Под нагрузкой свободные ненагруженные консоли деформируются, сохраняя свою прямолинейность. Измерив прогибы в двух створах, можно определить величину деформации в месте заделки, то есть на вертикальной стенке двутавра.

Каждый динамометр имеет два измерительных створа, у самого конца консоли— $C_1$  и ближе к месту заделки— $C_2$ .

Величины измеряемых деформаций можно рассматривать, как некоторые параметры, связанные с действующей нагрузкой.

При нагрузке на плиту равной 8 т средние измеренные деформации в микрометрах составили: по створу  $C_1$ —динамометрам № 1 и № 2 со-

ответственно 23,5 и 9,5 (в среднем 16,5) и по створу  $C_2$ —7,5 и 2,5 (в среднем 5,0). По этим данным на рис. 1 построен график.

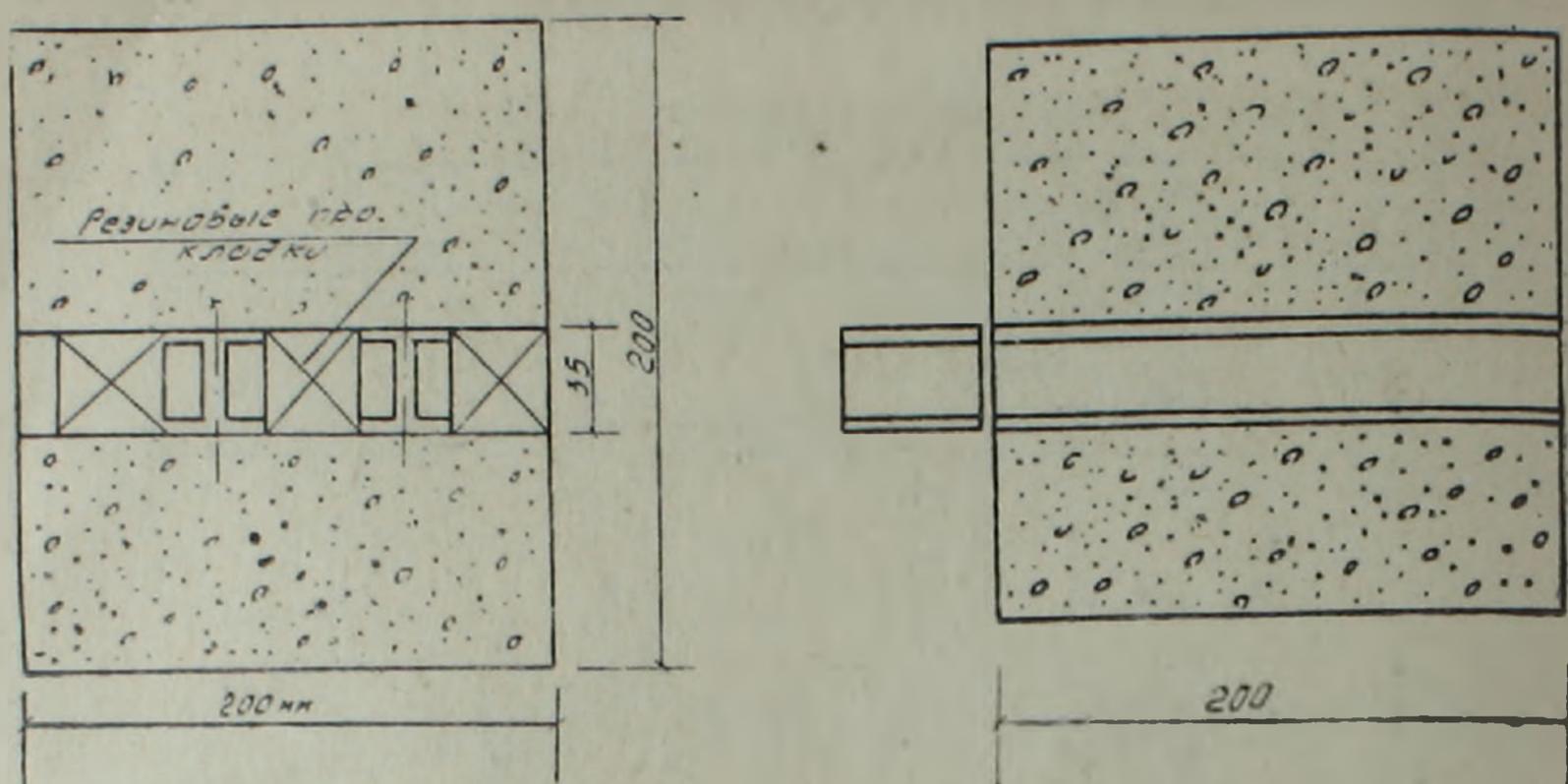


Рис. 2 Бетонная модель с двумя консольными динамометрами.

Проведем оси координат так, чтобы ось ординат проходила по створу  $C_1$ , а ось абсцисс по длине консоли.

Поскольку по длине консоли внешние нагрузки не приближены, то очевидно линия прогибов будет представлена прямой линией и может быть изображена уравнением

$$y = ax + b. \quad (1)$$

Деформация сжатия стенки соответствует взаимному смещению двух консолей в створе их заделки, т. е. при  $x=39$ .

Проведем соответствующие подсчеты согласно уравнению: при  $x_0=0$ ,  $y_0=b=16,5$ ; при  $x_1=30$  и  $y_1=5$  из уравнения (1)  $a=-0,38$ .

Величина взаимного смещения  $y_k$  двух консолей в месте заделки, возникающая вследствие сжатия стенки динамометра, получится из того же уравнения: при  $x=39$ , она составляет  $y_k=1,68$  мм.

Определим теоретическую деформацию по закону Гука. При нагрузке на пресс 8 т напряжение в стенке двутавра составит:  $\sigma_{сж} = 400$  кгс/см<sup>2</sup> = 40 МПа;  $\epsilon = 1,9 \cdot 10^{-4}$ , а  $\Delta l = 1,9 \cdot 10^{-4} \cdot 0,86$  см = 1,64 мм, где

$l$ —длина базы измерения, т. е. расстояние в свету между двумя консолями.

Полученная экспериментальная деформация отличается от теоретической, вычисленной по закону Гука, и составляет 2,44%. Таким образом, консольный динамометр работает удовлетворительно.

Грузинский НИИ энергетики  
и гидротехнических сооружений

Поступила 8.II.1982.

Б. А. НАЗАРЕТЯН

## О РУДНОЙ ПРИРОДЕ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ПРАВОБЕРЕЖЬЯ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. БНДЗОР В РАЙОНЕ БАЗУМСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Правобережье среднего течения р. Бндзор, где имеются шлаки выплавки железных руд, неоднократно наводило исследователей на мысль о наличии железорудных тел в данном районе, а также об их эксплуатации в прошлом.

Но исследователи данного района без наземных магниторазведочных работ не имели возможности указать точное местонахождение коренных выходов рудных тел.

После применения магниторазведки нами впервые на северо-восточном фланге Базумского месторождения, на правобережье р. Бндзор, в 4-х километрах от ст. Памбак, выявлены магнитные аномалии с рудной природой. Здесь в геологическом строении принимают участие вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования среднего эоцена. Они прорваны интрузией гранодиоритового состава.

В результате магнитной съемки в основном выявлены четыре отдельные аномалии, сгруппированные в двух разобренных друг от друга аномальных зонах. В этих зонах магнитное поле характеризуется положительными значениями  $\Delta Z$ , колеблющимися от 5000 до 14000 гамм.

Первая аномальная зона состоит из двух локальных аномалий— $A_1$  и  $A_2$ , вытянутых форм, размерами  $250 \times 75$  м. Интенсивность в центрах 9500 и 12000 гамм соответственно. Простираение северо-западное.

Вторая аномальная зона состоит также из двух локальных аномалий— $A_3$  и  $A_4$ .

$A_3$  имеет вытянутую форму размером  $250 \times 100$  м. Простираение северо-западное. Интенсивность в центральной части  $+7000$  гамм, а в западной и восточной частях— $13000 \div 14000$  гамм соответственно.

$A_4$  вытянутая, близширотного направления, размером  $400 \times 150$  м. интенсивностью в центре 5000 гамм. Расположена на юго-восточном фланге от  $A_1$ .

В целом все выявленные аномалии имеют рудную природу и представляют большой интерес в целях обнаружения железорудного оруденения. По отдельным расчетным профилям проведены количественные расчеты. На основании расчетных кривых  $\Delta Z$  можно считать, что рудные тела, вызывающие аномалии, имеют форму наклонного пласта большой мощности, т. к. отношение  $2b/h \geq 1$ .

На основании расчетов получены следующие значения глубины залегания верхней кромки ( $h$ ), видимых мощностей ( $2b$ ) и углов падения ( $\alpha$ ), рудных тел:

$A_1$ —рудное тело I  $h=15,6$  м;  $2b=25$  м;  $\alpha=72^\circ$  (согласно профилю 1);

$h=11,4$  м;  $2b=25,2$  м;  $\alpha=72^\circ$  (согласно профилю 2);

$A_2$ —рудное тело II  $h=11,8$  м;  $2b=51$  м;  $\alpha=70^\circ$  (согласно профилю 1);

$h=6$  м;  $2b=21$  м;  $\alpha=70^\circ$  (согласно профилю 2);

$A_3$ —рудное тело III  $h=11,7$  м;  $2b=13,4$  м,  $\alpha=75^\circ$  (согласно профилю 3).

На основании расчетов, для рудного тела II нижняя граница

$H=27$  м.  $A_1$ ,  $z$  для рудного тела III— $H=34,3$  м  $A_3$ , глубина до центра  $h_c=23$  м.

Из приведенных расчетов видно, что рудные тела залегают на глубине первых десятков метров и меньше. В результате геологической проверки, над выявленными магнитными аномалиями обнаружены четыре магнетитовых и медно-магнетитовых рудных тел, со значительным содержанием железа и меди. Отрицательные аномалии поля в основном размещены между положительными аномальными зонами I и II. Здесь же выявлена зона глубинного разлома. Геологический осмотр показал, что разлом отражен четко выраженным зеркальным скольжением.

Выявленный разлом на карте магнитного поля прослеживается в близмеридиональном направлении, на расстоянии, примерно, 1 км, вдоль отрицательных магнитных полей, интенсивностью от 100 до 1000 гамм. По-видимому, он же послужил каналом внедрения интрузии и контролирует оруденение.

Таким образом, на основании геологической интерпретации геофизических данных впервые доказана, что выявленные магнитные аномалии правобережья среднего течения р. Бндзор в районе Базумского железорудного месторождения имеют рудную природу. В дальнейшем, при предварительной разведке месторождения, выявленные аномалии существенно расширят перспективы месторождения.

Полный текст статьи депонирован в ВИНТИ, см.: библиограф. 4 назв., 2 илл.

Управление геологии Армянской ССР. Поступила 28.V.1984.

<sup>1</sup> См. спр. Геофизика, т. 6, стр. 278, М., 1969.

