

ՀՄՍՌ ԳԱ Երկրաբանական և աշխարհագրական
գիտությունների սերիա

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՐԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿԱԼԵՒԻԱ՝

Ա. Հ. Փաբրիեյան (պատ. խմբագիր), Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Բ. Բաղդասարյան, Փ. Պ. Բաղդասարյան, Ն. Ի. Դոլուխանովա, Թ. Ն. Թադևոսյան, Է. Ա. Խաչատրյան (խմբագրի տեղակալ), Ա. Հ. Մեսրոպյան, Ս. Ս. Մկրտչյան, Է. Հ. Հարությունյան (պատ. քարտուղար), Ն. Գ. Մելիք-Մուրադյան, Ս. Ս. Այվազյան :

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

А. А. Габриелян (ответ. редактор), А. Т. Аслачян, А. Б. Багдасарян, Г. П. Багдасарян, Н. И. Долуханова, А. И. Месропян, С. С. Мкртчян, Т. Ш. Татевосян, Э. А. Хачатурян (зам. редактора), Э. А. Арутюнян (ответ секретарь), Н. Г. Мелик-Мурадян, С. М. Айвазян.

Б. М. МЕЛИКСЕТЯН

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ПРОЦЕССА ТУРМАЛИНИЗАЦИИ

Описываемый pluton характеризуется исключительно сложным строением, редким переплетением процессов дифференциации, ассимиляции и гибридизма и широким проявлением разнообразных постмагматических процессов.

Формирование плутона происходило в пределах третичного тектоно-магматического цикла тремя главными фазами внедрения магмы: 1-ая фаза—монцонитовая интрузия, 2-ая фаза—граносиенитовая интрузия, 3-я фаза—гранитная интрузия.

Процессы турмалинизации или так называемого „борного метасоматоза“ особенно характерны и генетически связаны с первой интрузивной (монцонитовой) фазой. В эту фазу образовался сложный комплекс пород: габбро, габбро-диориты, кварцевые, бескварцевые и нефелиновые монцониты, щелочные пегматондные сиениты, сиениты и т. д. Все эти породы находятся в тесных петрогенетических взаимоотношениях, что обуславливает постепенные переходы одних пород в другие. Наряду с этим, широким развитием пользуется сложный комплекс жильных пород и мелкие штоки более поздних образований (фаза „малых“ интрузий), представленные разнообразными порфирами, амплитовидными и мелкозернистыми гранитами, микромонцонитами и др.

Постмагматические процессы с привносом бора обусловили появление в пределах монцонитовой интрузии таких образований как турмалинизированные метасоматические породы, турмалиново-кварцевые и турмалиновые жилы и прожилки. Турмалин встречается также в различных по составу пегматитах и аплитах, генетически связанных с формированием монцонитовой интрузии. Кроме того, турмалин как позднемагматический акцессорный минерал встречается в искусственных шлихах монцонитов, сиенито-диоритов, сиенитов, гранитоидов и т. д., в ассоциации с ортитом, сфеном, апатитом, цирконом, монацитом.

В настоящей заметке вкратце рассматриваются основные формы проявления турмалина в различных породах, дается детальная химико-минералогическая характеристика турмалинов и приводятся некоторые соображения относительно генезиса турмалинсодержащих пород.

1. *Турмалиновые аплиты.* Турмалинсодержащие аплиты пользуются небольшим распространением. Редкие жилы их встречены в периферических частях монцонитовой интрузии. Аплитовые жилы с поздней турмалиновой минерализацией образуют крутопадающие тела, мощностью 0,5—1 метр, нередко достигая 2 м.

Турмалин в аплитах наблюдается в виде изометричных „турмалиновых солнц“, реже сплошных тонкошестоватых агрегатов, в ассоциации с кварцем, олигоклазом, калиевым полевым шпатом, альбитом и с редкими кристалликами апатита, циркона. В шлифах выделения турмалина имеют неправильные очертания, метасоматически замещают калиевый полевой шпат, обволакивая идиоморфные кристаллики новообразованного альбита, нередко тесно срастаясь с кварцем. Иногда наблюдаются тонкоигольчатые агрегаты турмалина в кварце.

Следует отметить, что в аплитовых жилах „турмалиновые солнца“ образуют пространственно обособленные скопления, приуроченные к метасоматическим пегматитовым участкам.

2. *Турмалиновые пегматиты.* Турмалин в пегматитах, генетически связанных с монцонитовой интрузией, встречается довольно часто. Среди пегматитов выделяются два генетических типа: 1) пегматиты, связанные с фацией монцонитов и сиенито-диоритов—это обычно кварц-полевошпатовые и полевошпатовые пегматиты; 2) пегматиты, связанные с фацией щелочных пегматоидных сиенитов, представленных полевошпат-мусковит-корундовыми и фельдшпатоидными пегматитами.

Пегматитовые тела образуют жилы мощностью 0,1—2 м; реже линзообразные и гнездообразные выделения. Строение пегматитов обычно зональное. Турмалин, как правило, образует крупнокристаллические скопления в участках пегматоидной структуры, иногда концентрируется по периферии пегматитовых жил, нередко проникая в экзоконтакты. В одном случае, в нефелин-сиенитовом пегматите, залегающем среди метаморфической толщи, скопления турмалина были приурочены к ксенолитам сланцев, причем турмалинизированы были и сами ксенолиты.

Турмалин в пегматитах образует черные со стекляннм блеском призматические кристаллы, достигающие 5—6 см в длину, реже, как и в аплитах, „турмалиновые солнца“ и „пятна“. Кристаллы срастаются друг с другом, причем иногда в такой степени, что образуют беспорядочно сросшуюся массу. Габитус кристаллов столбчатый с хорошо развитыми призматическими гранями (1120) и (1010) и гранями ромбоэдра (1121) и (1212), находящимися лишь на одном конце кристалла. Иногда кристаллы деформированы, трещиноваты или превращены в черный грубый порошок.

Турмалин в полевошпатовых и кварц-полевошпатовых пегматитах ассоциирует с микроклин-пертитом, альбитом, цирконом и др., а в

щелочных пегматитах — с микроклин-пертитом, альбитом, олигоклазом, корундом, серым нефелином, гранатом, содалитом, монацитом, зеленым апатитом, флюоритом и др.

В шлифах турмалин обнаруживает неравномерную пятнистую окраску в бурых и синих тонах. Плеохроирует от светло-коричневого по N_p , до густого зелено-бурого цветов по N_g .

Оптические константы зонального турмалина приведены в табл. 1.

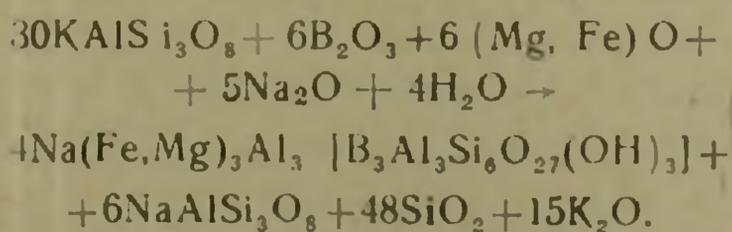
Таблица 1

№ шлифа	Окраска в шлифе	N_g	N_p	$N_g - N_p$
790	Коричневая . . .	$1,678 \pm 0,003$	$1,650 \pm 0,003$	0,027
791	Зеленая	$1,670 \pm 0,003$	$1,642 \pm 0,003$	0,028

Главная масса турмалина как в кварц-полевошпатовых, полевошпатовых, так и в щелочных фельдшпатоидных пегматитах, образуется замещением калиевого полевого шпата, часто сопровождаемым альбитизацией.

Местами сдвойникованные идиоморфные кристаллики альбита обволакиваются, как бы „цементируются“, шерлом. Реже отмечаются случаи замещения мусковита турмалином и псевдоморфозы по биотиту.

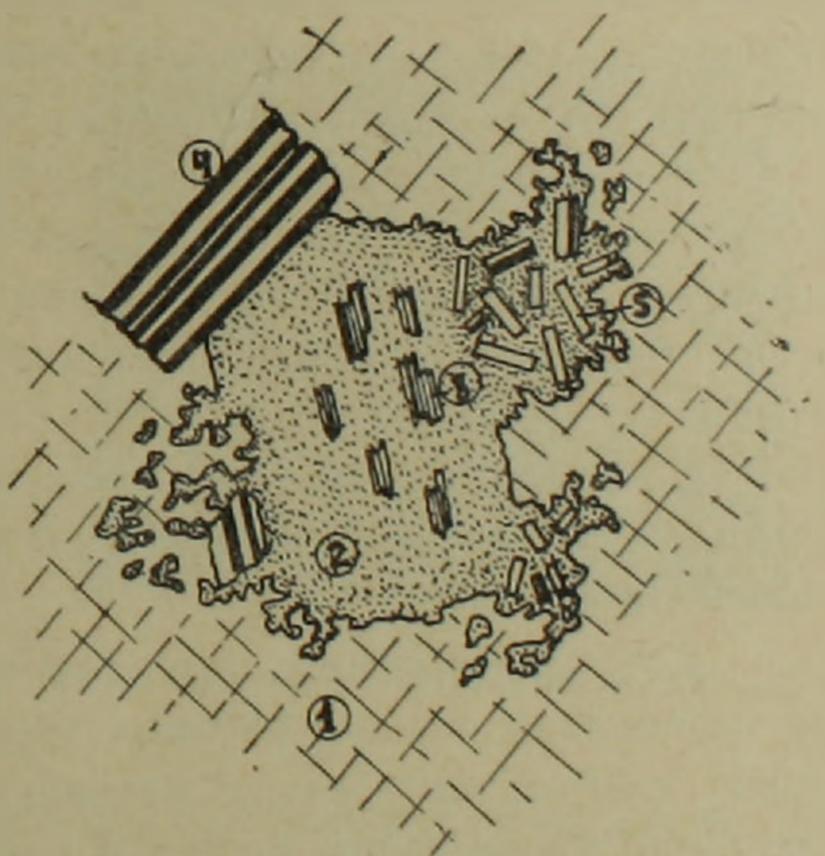
Образование турмалина (шерла) в кварц-полевошпатовых, полевошпатовых и аплитовых жилах можно представить следующей схемой:



Образование шерла по калишпату сопровождается выделением альбита и кварца; процесс протекает при значительной подвижности FeO.

Образование же турмалина в щелочных пегматитах идет в условиях избытка глинозема при высокой концентрации в растворе Na_2O и значительной подвижности железа. Здесь в ассоциации с турмалином присутствует альбит; кварц, как правило, отсутствует.

Любопытно, что в большинстве случаев шерл ассоциирует с серым микроклином и серым нефелином, что объясняется деферризирую-



Фиг. 1. Замещение турмалином (2) биотита (3) и калиевого полевого шпата (1) с выделением кристалликов альбита (5). 4-плагиоклаз.

щей ролью шерла, связывающего все количество железа в пегматите.

3. *Турмалиново-кварцевые и турмалиновые жилы.* В северном эндоконтакте интрузии монцонитов с порфиритами наблюдается зона турмалинизации, приуроченная к системе трещин близмеридионального направления. Турмалинизированная зона представлена метасоматическими маломощными жилами (от 1—2 см до 10 см). Одна из жил северо-западного простирания имеет мощность около одного метра. В турмалиново-кварцевых и турмалиновых жилах встречаются редкие зерна халькопирита и молибденита.

Вдоль зальбандов этих жил в монцонитах наблюдается отчетливая зональность околотрещинного метасоматоза. Зона интенсивной хлоритизации и эпидотизации постепенно сменяется светлой альбитизированной и серицитизированной зоной с редкими зернами турмалина. Мощность измененной зоны небольшая — от 2—5 до 20—30 см.

Турмалин в жилах имеет вид сплошных радиально-лучистых тонкошестоватых агрегатов, отходящих от зальбандов.

В центральных частях таких жил иногда наблюдается выделение крупных „щёток“ турмалина в молочно-белом кварце.

В ассоциации с турмалином, помимо большого количества магнетита, встречаются редкие зерна сфена, апатита, реликты роговой обманки, альбита, сильно пертитизированного калишпата, а также розетковидные выделения хлорита, эпидота, гематита, малахита.

Несомненно, что часть кварца и турмалина в этих жилах образовалась метасоматически за счет алюмосиликатов вмещающей породы, однако в главной массе кварц и турмалин, отложились в пустотах из растворов, как избыточные минералы при „метасоматической контракции“.

Аналогичные, но более мелкие зоны с турмалиновыми и кварц-турмалиновыми жилами отмечаются и в других участках монцонитовой интрузии.

Под микроскопом турмалин наблюдается в виде сплошных масс и удлиненных призматических зерен с неровными краями. Зональность слабая, плеохроизм резкий, цвет от светло-коричневого по N_p , до буровато-зеленого по N_g . Показатели преломления, измеренные в иммерсии, следующие: $N_g = 1,677 \pm 0,003$, $N_p = 1,648 \pm 0,003$.

4. *Турмалинизированные породы.* Эти своеобразные породы образуют удлиненную (до 1 км) в северо-западном направлении зону при средней ширине 250 м. Указанные породы под названием „турмалиновые ортоклазсодержащие кварцевые диориты“, впервые были описаны В. Г. Грушевым.

Проведенные нами летом 1957 г. наблюдения показали, что здесь мы имеем широкое проявление процесса турмалинизации на довольно большой площади, приуроченного к апикальной части более поздних дифференциатов монцонитовой интрузии — гранитоидов

(субфаза или дополнительная интрузия монцонитовой интрузии по В. С. Коптеву-Дворникову).

Характерной особенностью этой интрузии, представленной гранитами, гранодиоритами, граносиенитами и кварцевыми диоритами, с постепенными взаимопереходами друг в друга являются интенсивное проявление аутометаморфических процессов (альбитизации полевых шпатов, хлоритизации и эпидотизации роговой обманки, биотита и плагиоклаза, и возможно ранней турмалинизации), а также часто наблюдаемые микропегматитовые сростания кварца и пелитизированного калишпата. Это розовато-серые среднезернистые породы, с часто наблюдаемой гранофировой структурой, состоящие из микроклина [$-2V = 68^\circ - 80^\circ$, $\perp(001) : Nm = 6 - 11^\circ$] обычно пертитизированного, плагиоклаза $N = 26 - 35$, иногда зонального ($N = 26 - 54$), кварца, биотита, роговой обманки [$c : Ng = 17^\circ$, $-2V = 78^\circ$]; из вторичных присутствуют эпидот, хлорит. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, сфеном, цирконом, ортитом и др.

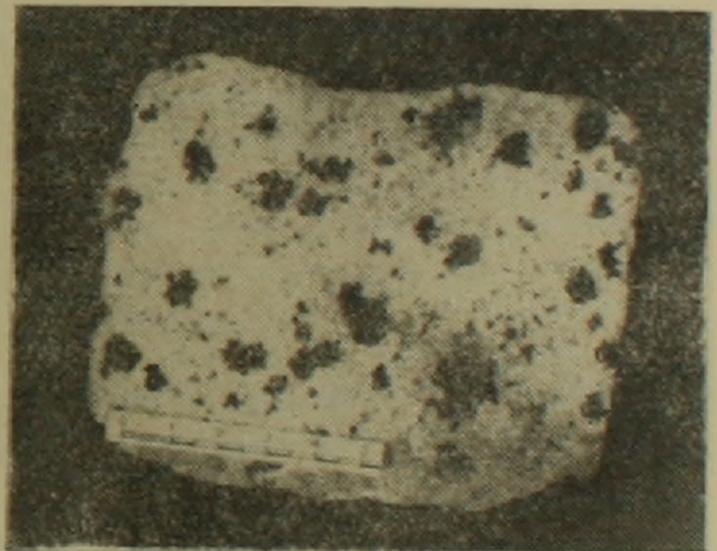
Количественно-минералогический состав и химический анализ приведены в таблицах 3 и 4.

Турмалинизация проявляется в северном эндоконтакте интрузии, вне видимой связи с тектоническими нарушениями. Процессом турмалинизации затронут также островок порфиритов кровли, где встречаются довольно крупные шаровидные выделения турмалина, и породы экзоконтакта, представленные монцонитами, габбро-диоритами и др., в которых турмалин проявляется в виде редкой вкрапленности и более поздних турмалиново-кварцевых прожилков.

В строении участка турмалинизированных пород намечается нечеткая метасоматическая зональность, состоящая, в основном, из трех зон:

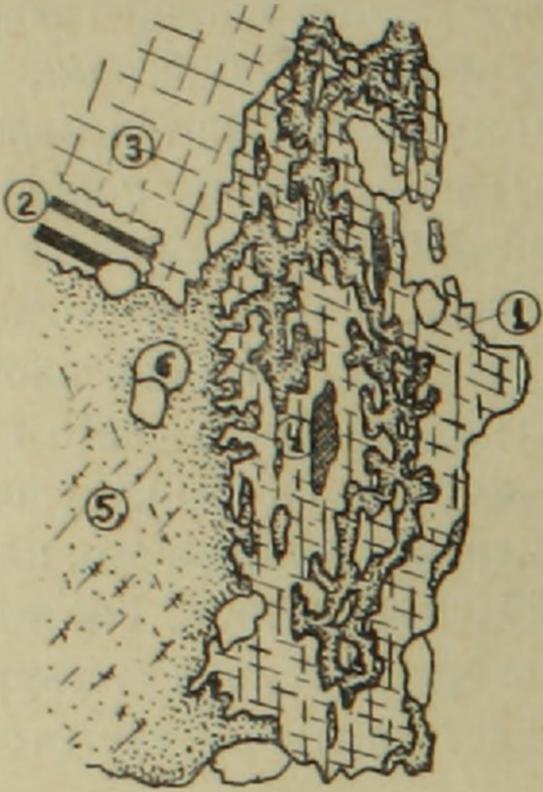
1. Краевая зона — неизменный гранодиорит, состоящий из калишпата, олигоклаз-андезина, биотита, роговой обманки и кварца. Редко встречается хлорит, эпидот и турмалин.

2. Промежуточная зона — хлоритизированная и эпидотизированная порода розовато-серого цвета. Серицитизация плагиоклаза слабая. Турмалин, замещает роговую обманку и биотит или калишпат вблизи феррических минералов. Содержание кварца по сравнению с неизменным гранодиоритом возрастает. Встречается также апатит, сфен, ортит, циркон, кальцит.



Фиг. 2. Турмалинизированная порода.

3. Центральная зона—представлена серой и почти белой, метасоматически измененной плотной породой кварц-серицитового состава. Турмалин развивается по полевым шпатам и главным образом по калиевому полевому шпату. Чешуйки серицита, нередко достигающие 1—2 мм, замещают плагиоклаз, скопляясь в стыках зерен кварца, нередко обволакивая агрегаты турмалина. Мощность зоны—30—50 м.



Фиг. 3. Замещение турмалином (5) роговой обманки (1). 2—плагиоклаз, 3—микроклин, 4—кальцит, 6—кварц.

В виде включений в турмалинах встречаются альбит и реликты альбитизированного полевого шпата.

Количественно - минералогические составы приведенных зон даны в табл. 3.

В шлифах турмалин встречается в виде скелетных агрегатов в тесном срастании с ксеноморфным кварцем. Зональность выражена различной окраской: центр желто-коричневый, края синие различной интенсивности, иногда даже бесцветные. Плеохроирует от более темножелтого или синего по Ng, до светло-синего по Np.

Показатели преломления, замеренные Э. Г. Хуршудян, приведены в табл. 2.

Таблица 2

№ шлифа	Окраска турмалина в шлифах	Ng	Np	Ng — Np
811	Коричневый	$1,682 \pm 0,003$	$1,654 \pm 0,003$	0,028
811a	Синий	$1,673 \pm 0,003$	$1,646 \pm 0,003$	0,027
811a	Бесцветный	$1,664 \pm 0,003$	$1,638 \pm 0,002$	0,026

Содержание турмалина в турмалинизированных породах варьирует в значительных пределах. Максимальные концентрации турмалина приурочены к участкам наиболее интенсивно измененным.

В турмалинизированных породах наблюдается повышенное содержание сульфидов: пирита, халькопирита, молибденита. Спектральным анализом устанавливаются сотые доли процента Cu, Pb, Sn, Bi, Mo, As, а также лития.

Четко устанавливаются две стадии процесса турмалинизации. Ранняя турмалинизация представлена „турмалиновыми солнцами“ и „пятнами“ размером 1—6 см (в среднем 1—2 см) в поперечнике, более поздняя турмалинизация проявлена секущими тонкими (1—2 см) турмалиновыми прожилками и радиально-лучистыми агрегатами по пло-

скостям отдельности этих пород. Поздняя турмалинизация развита также в породах экзоконтакта интрузии и в тектонических зонах дробления СЗ простирания, в виде маломощных кварц-турмалиновых жил.

Турмалин в ранние стадии процесса метасоматически замещает биотит и роговую обманку, что связано с низкой подвижностью FeO. В дальнейшем по мере движения фронта замещения в результате диффузионного метасоматоза, происходит повышение подвижности FeO при высокой активности в растворе Na₂O и идет интенсивное замещение полевых шпатов турмалином. Следует отметить, что значительного привноса SiO₂ при этом не происходит; здесь имеет место образование кварца за счет кремнезема, освобожденного из полевых шпатов.

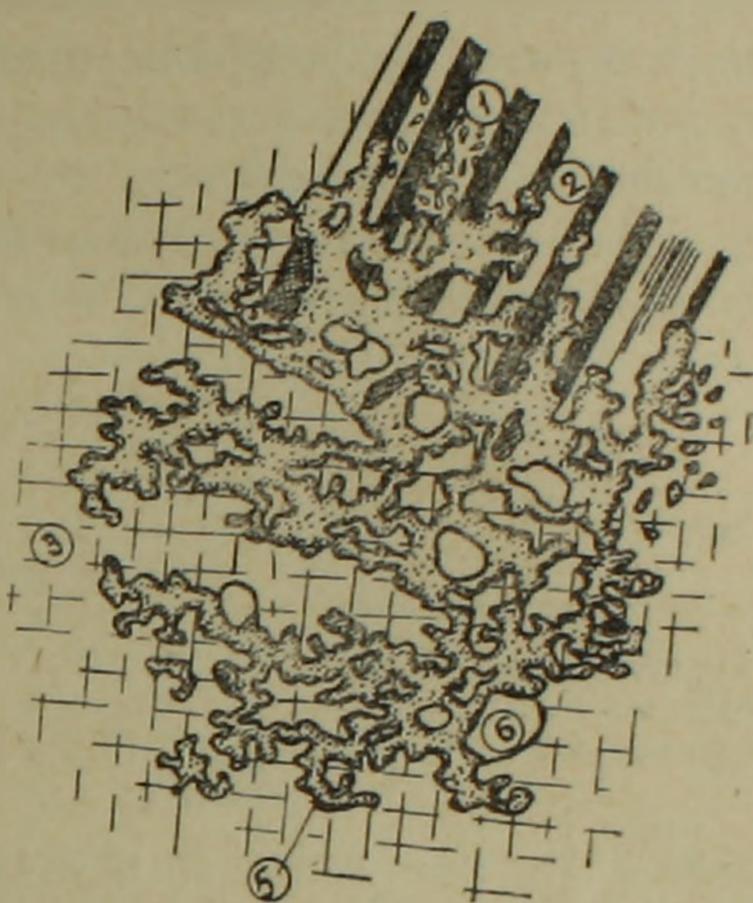
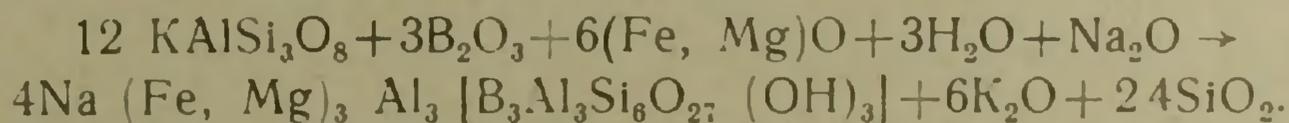


Рис. 4. Замещение турмалином (5) калиевого полевого шпата (3) и плагиоклаза (2). 1—серицит, 4—кальцит, 6—кварц.

Процесс серицитизации несколько отстает от процесса турмалинизации, как в пространстве, так и, видимо, во времени.

Схематически образование турмалина можно представить так:



При замещении плагиоклаза и роговой обманки турмалином иногда выделяется также кальцит.

Как отмечает Д. С. Коржинский при турмалинизации из породы выносятся щелочные металлы и кальций (процесс выщелачивания), а глинозем разлагаемых полевых шпатов улавливает Fe, Mg и B из раствора.

Таблица 3

	Содержание в породе, объемн. %								
	кварц	калишпат	плагиоклаз	роговая обманка	биотит	эпидот, хлорит	турмалин	серицит	аксессуары
I-я зона	18,5	21,8	44,5	9,1	4,1	0,3	0,5	—	1,2
II-я зона	20,8	17,3	30,3	3,2	2,0	18,6	3,7	2,6	1,3
III-я зона	58,0	—	14,1	—	—	1,2	8,8	16,4	1,6

Следует отметить, что в третьей зоне количественные соотношения минералов не постоянны. Конечным результатом при турмалиниза-

ции являются наблюдаемые локальные участки светло-серой породы с гранобластовой структурой, состоящие из кварца, серицита, турмалина и в незначительном количестве — альбита. В этой зоне преобладают турмалинизированные породы, состоящие из кварца, чешуек серицита, турмалина, а также сильно серицитизированного и альбитизированного плагиоклаза.

Химические анализы неизмененного гранодиорита и турмалинизированных пород приведены в табл. 4.

Таблица 4

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	—Na ₂ O	—H ₂ O	B ₂ O ₃	Сумма	
Гранодиорит неизмененный I зона	68,10	0,46	19,94	2,66	2,90	0,13	1,90	2,19	2,90	3,26	0,20	сл.	99,56	
Турмалинизированная порода	II зона	69,0	0,57	13,90	4,59	1,32	0,07	2,89	2,49	2,30	3,18	—	0,40	100,71
	III зона	71,60	0,15	15,04	2,87	1,64	0,06	1,96	1,48	1,34	3,43	0,20	0,90	99,97

Как видно из химизма процесса образования турмалинизированных пород, характеризующихся преобладанием кремнезема и глинозема, эти породы в некоторой степени приближаются к ранним турмалиновым грейzenам. Отмечается также вынос CaO и MgO, отчасти Na₂O и железа.

И. Х. Хамрабаев выделяет турмалинизацию гранитоидов автometаморфической стадии и постмагматическую турмалинизацию двух стадий (ранней и поздней). Процесс автometаморфической турмалинизации гранитоидов, по мнению указанного автора, протекает в участках концентраций (конденсаций) газовой борсодержащих эманаций в апикальных частях интрузива.

Наши данные, в основном, согласуются с данными указанного автора. Несомненно, что часть турмалина в турмалинизированных породах образовалась в автometаморфическую стадию, однако главная масса турмалина в этих породах образовалась несколько позже в результате диффузии борсодержащих растворов в уже затвердевшие части интрузива. Поступление („отжимание“) борсодержащих эманаций из более глубоких частей интрузива происходило в довольно продолжительном промежутке времени, во время которого проявлялись слабые тектонические деформации, что привело к образованию кварц-турмалиновых и турмалиновых прожилков, а также к проявлению турмалинизации по плоскостям отдельности. Следовательно,

* Все приводимые химические анализы произведены в химической лаборатории ИГН АГН АрмССР аналитиком Г. М. Джрбашян. Определение B₂O₃ произведено А. К. Иваняном.

резкой границы между турмалинизацией автометаморфической стадии и ранней постмагматической нет.

Что же касается отмеченной выше турмалинизированной зоны в северной части монзонитовой интрузии, то она образовалась при более поздних постмагматических процессах турмалинизации.

Можно сделать вывод, что процесс турмалинизации протекает в довольно широком температурном интервале: от высокотемпературных пневматолитовых до среднетемпературных гидротермальных.

Ниже приводятся результаты химического анализа турмалинов из различных пород.

Таблица 5

Химический состав турмалинов

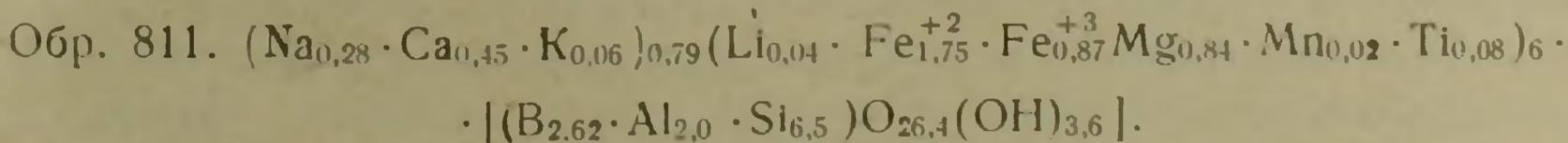
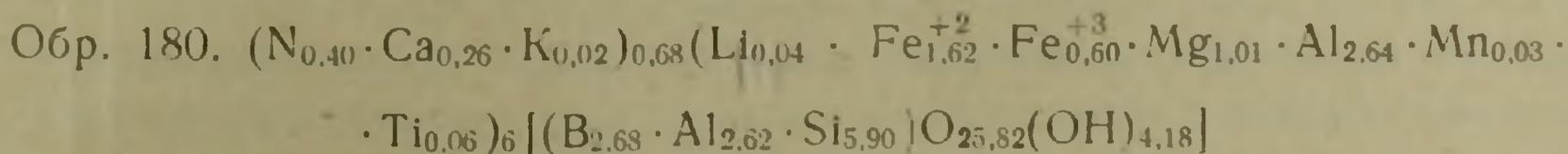
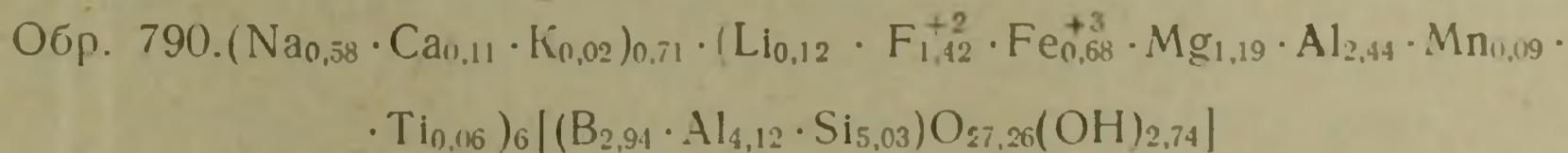
№	Весовые %													сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	B ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	+H ₂ O	
1.	30,20	3,31	33,54	5,55	10,20	11,21	0,65	0,58	4,79	0,12	1,80	0,15	2,44	100,54
2.	35,70	0,46	26,99	4,88	9,40	11,77	0,20	1,48	4,10	0,13	1,26	0,06	3,80	100,63
3.	38,70	0,59	22,07	6,93	9,10	12,41	0,13	2,44	3,34	0,32	0,84	0,05	3,17	100,09

1. Турмалин из полевошпат-корундового пегматита—обр. 790.

2. Турмалин из турмалиново-кварцевых жил—обр. 180.

3. Турмалин из кварц-серицит—турмалиновых пород—обр. 811.

В результате пересчетов химических анализов турмалина по методу В. С. Соболева и принимая за основу кристаллохимическую формулу турмалина по Е. Н. Беловой, получаем следующие кристаллохимические формулы:



Как видно из приведенных химических анализов и показателей преломления, черные турмалины описываемого плутона отвечают шерлам с высоким содержанием Fe₂O₃ и значительной примесью дравиного компонента.

Сравнивая между собой анализированные турмалины мы видим, что турмалин из щелочных пегматитов отличается от двух других типов турмалина меньшим количеством кремнезема и соответственно большим количеством глинозема, а также повышенным содержанием

магния, натрия, марганца, лития и бора, и пониженным содержанием окиси кальция и воды.

Турмалин из кварц-серицитовых пород и турмалиново-кварцевых жил характеризуется сравнительно высоким содержанием кремнезема, окиси и закиси железа, кальция и несколько пониженным содержанием лития, магния, глинозема, марганца и натрия.

Содержание закисного железа резко преобладает над окисным ($Fe^{+2}:Fe^{+3} \approx 2$) во всех анализированных турмалинах.

Повышенные значения показателей преломления турмалинов связаны с высоким содержанием в них Fe_2O_3 и MgO .

Все указанные данные показывают, что изменение состава и соответственно оптических свойств зависит от особенностей состава среды, где происходит турмалинообразование.

Результаты спектральных анализов различных типов турмалина, произведенных в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР Г. М. Мкртчяном и М. Я. Мартиросяном, приведены в табл. 6.

Таблица 6

Название породы, содержащей турмалин	Содержание в ‰			
	0,1—0,5	0,01—0,05	0,001—0,005	0,0001—0,0005
1. Полевошпатовый пегматит .	Li, Ga, Ti, Zn	Sr, V, Pb	Be, La, Ni, Co, Cu, Sn	Mo
2. Турмалиново-кварцевая жила	Ti, Zn	Li, Sr, Ga, V, Cu, Pb	Ba, Zr, Ni, Co, Sn	Be
3. Турмалинизированная порода	Ti	Li, Sr, Ga, V, Co, Zn, Cu	Pb, Zr, Ni, As, Sn, Mo	Be

Рассматривая поведение микроэлементов в турмалинах можно отметить, что: 1) во всех турмалинах присутствуют слабые линии Be, Zr, Sn 2) отмечаются повышенные содержания Ti, Ni, Co, V, 3) довольно часто отмечаются средние и слабые линии Zn, Cu, Pb, Mo, As, 4) постоянно присутствуют Ga и Sr, барий встречается лишь в турмалинах из кварц-турмалиновых жил, 5) во всех турмалинах обнаруживаются слабые линии лития, в турмалинах же из пегматитов—средние линии, 6) лантан отмечается в турмалинах из пегматитов.

Заслуживает внимания тот факт, что процессы турмалинизации в многофазных интрузивных комплексах других регионов связаны с более поздними фазами [7]. Это обусловлено геохимической природой бора и его тенденцией концентрироваться в остаточных расплавах и поздних дериватах магмы.

В описываемом плутоне более поздние гранитоидные фазы практически лишены сколько-нибудь значительных скоплений турмалина. Даже в пегматитах, связанных с указанными фазами интрузии, турмалин встречается крайне редко. В то же время в пределах ранней монзонитовой интрузии в генетической связи с более поздними дифференциатами отмечаются самые разнообразные проявления борно-ще-

лочного метасоматоза. Турмалин как акцессорный минерал устанавливается в шлихах из пород только монцонитовой интрузии. Этот факт, а также наличие турмалина в других вышеописанных породах, свидетельствует об обогащенности магмы первой фазы интрузии бором.

Высокое содержание бора в породах ранней монцонитовой интрузии, вероятно, обусловлено ассимиляционной обогащенностью за счет осадочных и вулканогенно-осадочных пород, где как известно кларк бора в десятки и сотни раз выше, чем в интрузивных породах. Следует также отметить, что процессы ассимиляции и гибридизма наиболее полно и интенсивно проявлены в первой интрузивной фазе.

Из всего вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Процессы турмалинизации (борно-щелочного метасоматоза) широко проявлены в пределах ранней монцонитовой интрузии.

2. Повышенное содержание бора в магме первой фазы, обусловлено имевшими здесь место интенсивными процессами ассимиляции вмещающих пород.

3. Изменение состава турмалина обусловлено особенностями химического состава среды, где происходит турмалинообразование.

Институт геологических наук
АН АрмССР

Поступила 3 II 1959

Բ. Մ. ՄԵԼԻՔՍԵՅԱՆ

ՏՈՒՐՄԱԼԻՆԱՑՄԱՆ ՊՐՈՑԵՍՆԵՐԻ ՄԻ ՔԱՆԻ ՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Տուրմալինացման պրոցեսները հատկապես բնորոշ են պլուտոնի առաջին ինտրուզիվ ֆազայի համար: Հետմագմատիկ պրոցեսները բորի ներքերման հետ միաժամանակ, պալմանափորել են անպիսի առաջացումների ի հայտ գալը, ինչպիսիք են՝ տուրմալինացման մետասոմատիկ ապարները, կվարց-տուրմալինալին, տուրմալինալին երակները, տուրմալինալին պեղմատիտները և ապլիտները:

Բացի այդ, տուրմալինը, որպես ակցեսոր միներալ, հանդիպում է մոնցոնիտալին շարքի համարյա բոլոր ապարներում:

Հոգիվածում տրվում են տուրմալինի օպտիկական և քիմիական հատկանիշները:

Համաձայն ստացված տվյալների նկարագրված տուրմալինը համապատասխանում է Fe_2O_3 -ի մեծ պարունակություը ունեցող շերտին:

Տուրմալինի կազմի և հետևարար օպտիկական հատկանիշների փոփոխությունները պալմանափորված են ներփակող ապարների առանձնահատկություններիով, որոնցում առաջացել է տուրմալինը:

Տուրմալինացման պրոցեսը, բորի ներբերման առկայութեամբ ընթանում է լուծուիթներում FeO -ի բարձր կոնցենտրացիայի կամ շարժունակութեան, Na_2O -ի բարձր ալտիվութեան և սիկալալին մետաղների ու CaO -ի անընդհատ արտամղման պայմաններում:

Տուրմալինի առկայութեանը և տուրմալինացման լայն տարածումը մոնցոնիտալին ինտրուզիայի ապարներում, խոսում է բորի բարձր պարունակութեան մասին մագմալի ներդրման առաջին ֆազայում:

К. И. КАРАПЕТЯН

К ПЕТРОГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЛАВ ДАРАЛАГЕЗА

1. Краткие геологические данные

В пределах Даралагеза четвертичные лавы занимают междуречье Арпа-Элегис, отдельными потоками и полями покрывая примерно 650 кв. км третичного вулканогенно-осадочного фундамента.

Слагающие основание отложения эоцена, олигоцена (Амулсарская свита) и мио-плиоцена образуют крупные складки СЗ—ЮВ простирания. Здесь же, по данным ряда исследователей (С. П. Балян, А. Т. Асланян [1], А. А. Габриелян) развиты регионально выраженные разломы общекавказского направления. Ограничены в своем распространении локальные трещины антикавказского и близмеридионального простирания. Последние нередко фиксируются линейным расположением четвертичных вулканов [3].

Четвертичные вулканогены области тяготеют к зоне проявления ареального вулканизма, которая протягивается вдоль Малого Кавказа с северо-запада на юго-восток. В большинстве случаев для отдельных потоков устанавливаются центры извержений, представленные лавовыми и шлаковыми конусами. Общий объем изверженного материала превышает 15 куб. км.

Извержения вулканов К. Н. Паффенгольц [6] связывает с периодическими сводообразными поднятиями Малого Кавказа в постплиоцене; им же в районе выделяется четыре покрова лав (типы В, С, Д, Е). Отметим, что последовательность излияний отдельных потоков, установленная К. Н. Паффенгольцем, нашими наблюдениями почти полностью подтвердилась.

На основании геоморфологических данных нами выделяются три разновозрастных комплекса лав, соответствующих трем вулканическим этапам четвертичного эруптивного цикла.

К раннечетвертичным относятся лавы Джермукского, Варденисского и Сарцалинского покровов, занимающие наиболее высокое положение над тальвегами рр. Арпа и Элегис (тип В по К. Н. Паффенгольцу). По нашим наб. юдениям, лавы Варденисского покрова налегают на галечник террасы +180—+220 м (около с. Шатин); по дан-

ным С. П. Баляна, лавы Джермукского покрова в районе озер Алагелар перекрывают апшеронскую террасу.

К среднечетвертичным относятся потоки, залегающие на террасах +40, +60, +120 м в долинах рр. Элегис и Арпа (лавы типа С, Д и, частично, В).

Позднечетвертичными являются лавы вулканов Сибатасар и Далик, занимающие первые галечные террасы вышеозначенных рек (тип Е).

В каждом из этих комплексов устанавливается определенная закономерность в пространственном распределении лав того или иного типа. Так, в основании ранне- и среднечетвертичных комплексов залегают роговообманковые лавы, которые кверху сменяются пироксеновыми и оливиновыми разностями. Лавовые потоки Далика и Сибатасара изолированы; по некоторым соображениям нужно признать, что лавы Сибатасара (роговообманковые продукты) извергались раньше, чем оливиновые лавы Далика.

Петрографическая характеристика некоторых потоков области в очень сжатой форме дана В. Н. Котляром [4], А. В. Кржечковским [5] и К. Н. Паффенгольцем [6, 7]. В течение 1956—1958 гг. петрографией антропогеновых лав Даралагеза занимался автор настоящей работы; в статье сведены результаты этих исследований.

2. Петрографическая характеристика

Обычно лавы представлены серыми, темно-серыми, иногда почти черными породами той или иной степени плотности. В районе центра извержения лава нередко бывает окислена до бурого или кирпично-красного цветов.

По составу породы отвечают андезито-базальтам и, частично, андезитам. Во вкрапленниках встречаются высокотемпературный плагиоклаз, оливин, клинопироксен, базальтическая роговая обманка. Спорадически рассеяны зерна кварца и гиперстена.

Ниже дается характеристика фенокристаллов и основной массы. Оптические данные по минералам вкрапленников показаны в табл. 1.

Плагиоклаз во вкрапленниках представлен двумя разновидностями.

Часть выделений образует уплощенные по (010) таблитчатые кристаллы размером 0,6—1,2 м.м. обычно переполненные включениями стекла. В крупных зернах стекло заполняет периферию, оставляя ядро чистым, в мелких кристаллах нацело загрязняет весь индивид. В зональных кристаллах локализация стекла происходит вдоль внешней зоны, причем во всех случаях присутствует только одна „зона загрязнения“. Такие вкрапленники окружены тонкой, сплошной каймой свежего плагиоклаза, состав которого тождественен составу микролитов мезостазиса.

Таблица 1

Возраст		Плагиоклаз		Базальт. роговая обманка				Клинопироксен				Оливины	
		содержание An в %		2v (в град.)		CNg (в град.)		2v (в град.)		CNg (в град.)		2v (в град.)	
		кол. опр.	значения	кол. опр.	значения (—)	кол. опр.	значения	кол. опр.	значения (+)	кол. опр.	значения	кол. опр.	значения
	Оливиновые лавы												
Q ₁	1. Сарцалинский покров	11	50—64	—	—	—	—	5	54—60	3	52—56	4	—86— +86
Q ₂	2. Гюллидузский вулкан	7	46—60	—	—	—	—	7	53—60	4	36—44	4	±90— +82
Q ₂	3. Гейсар	10	56—67	—	—	—	—	6	53—60	3	38—44	6	—84— +86
Q ₃	4. Далик	81	50—62	—	—	—	—	18	55—60	18	40—46	21	—81— +87
	Пироксеновые лавы												
Q ₁	5. Жилли-гёль	9	40—52	—	—	—	—	8	50—58	6	42—48	—	—
Q ₂	6. Мурадсар	10	34—43	—	—	—	—	4	53—58	4	40—46	—	—
Q ₂	7. Вулкан Коч	6	53—63	—	—	—	—	4	54—60	5	38—45	—	—
	Роговообманковые лавы												
Q ₁	8. Чагатсар	12	52—57	3	67—70	4	0—2	6	57—59	4	36—38	—	—
Q ₁	9. Варденисский покров	17	35—40	8	68—72	4	0—5	8	52—55	5	42—44	—	—
Q ₁	10. Гетик	9	46—50	3	67—70	4	0—3	4	56—58	8	40—42	—	—
Q ₂	11. Гилевазский вулкан	21	46—52	4	68—72	2	4—6	11	53—57	4	38—42	—	—
Q ₂	12. Кочбекская группа	5	44—50	3	65—68	4	0—8	4	54—57	3	42—45	—	—
Q ₂	13. Джермукский кратер	11	51—56	3	66—70	3	0—4	6	57—59	4	42—44	—	—
Q ₂	14. Могильная группа	11	52—57	4	76—80	9	0—3	6	46—50	5	42—46	—	—
Q ₃	15. Смбатасар	17	35—41	4	66—68	3	0	9	56—59	4	40—42	—	—

Включения стекла, соединяясь друг с другом тонкими каналами, образуют своеобразную мозаичную или ячеистую структуру. Иногда включения стекла бывают удлинены в направлении, параллельном следам спайности фенокристалла. Размеры включения различны. Цвет стекла зависит от концентрации в нем тонкораспыленного рудного минерала.

Образование включений стекла представляет несомненный интерес. Известно, что такие включения присущи только плагиоклазам излившихся и, отчасти, жильных пород. По-видимому, образование включений связано с резким изменением физико-химической обстановки и, в первую очередь, с падением давления при подходе лавы к поверхности земли. Резкое понижение давления влечет за собой падение точки плавления плагиоклаза, вследствие чего и возникает возможность селективного переплавления (данные Г. А. Казаряна) минерала, предопределившего образование таких структурно-своеобразных участков. В дальнейшем, уже в эффузивную стадию кристаллизации, фенокристаллы „залечиваются“, обрастают тонкой каймой свежего плагиоклаза.

Другая часть вкрапленников представлена менее крупными, вытянутыми по [100], кристаллами несколько более кислого состава, чем плагиоклаз крупных таблиц. Обыкновенно минерал в этих выделениях чист и прозрачен, иногда трещиноват.

Довольно часто вкрапленники зональны. Характер зональности прогрессивный, реже регрессивный и осцилляторный. Точки замеров плагиоклаза показали заметное отклонение от кривых Никитина (в пределах $4-5^\circ$, а иногда и $8-10^\circ$), почему и была использована диаграмма для определения высокотемпературных плагиоклазов [2].

Оливин представлен обычной формы выделениями размером 0,2—0,7 мм, редко 1,2 мм. Минерал прозрачен и бесцветен, слегка оплавлен, иногда трещиноват. В окисленных лавах оливин по периферии окрашивается окисью железа. В тех-же лавах около кристалла образуется тонкая кайма магнетита, иногда проникающего по трещинкам внутрь вкрапленника. Помимо этого магнетит ассоциирует с оливином в виде хорошо ограненных вростков размером 10 - 50 мк. Очень редко оливин бывает окружен каемкой клинопироксена.

Клинопироксен. В порфиризовых выделениях образует хорошо ограненные призматические кристаллы со спайностью по (110) и двойниками по (100). В сечении (001) пироксен часто погасает по фигуре „песочных часов“. Цвет минерала светло-зеленый, реже грязнобурый. Размеры кристаллов 0,5—0,5 мм; иногда эти значения достигают 0,8 мм.

Очень часто отдельные зерна аккумуляясь, образуют мономинеральные гломеропорфирические скопления.

Базальтическая роговая обманка представлена вытянутыми по [001] кристаллами размером 0,2—1,8 мм. Для минерала характерна спайность по (110). Роговая обманка сильно плеохроитирует

от красно-бурых цветов по Ng и Nm до желтоватых по Np. В окисленных породах окраски несколько гуще.

Роговая обманка обычно опацизируется. В небольших зернах минерал полностью замещается магнетитом; в более крупных зернах процесс развивается по периферии. Толщина опаковой каймы зависит от степени кристалличности мезостазиса; в стекловатых лавах кайма незначительная. Совершенно отсутствует опаковая рубашка на стыке с вкрапленниками других минералов.

Изредка встречаются крупные зерна „распльчатых“ очертаний, замещенные агрегатом пироксена, магнетита и плагиоклаза (гранулярная диссоциация по Б. И. Пийпу [8]), первоначальную принадлежность которых к тому или иному минералу определить трудно.

Кварц присутствует в виде зерен (0,1 мм—2,5 см) округлых и остроугольных очертаний. Около кварца развивается венец, сложенный из призмочек клинопироксена. Кристаллики пироксена располагаются радиально (перпендикулярно к поверхности кварцевого зерна). Распределение кварц-пироксеновых глазков в породе неравномерное. Природе кварца, как ксеногенного включения, посвящена заметка, составленная нами совместно с К. Г. Шириняном [9]. Источником кварца в данных условиях являются кварцсодержащие породы мио-плиоцена и эоцена.

Гиперстен встречается очень редко. Это обычно вытянутые по [001] призмы со сбайностью по (110) и характерным плеохроизмом. Размеры зерен гиперстена 0,1—0,4 мм.

Основная масса слагается из микролитов плагиоклаза, клинопироксена, зернышек рудного минерала, стекла и, очень редко, иголок апатита.

Плагиоклаз представлен вытянутыми, даже игольчатыми, нередко сдвойникованными кристалликами, концы которых порою вилообразно раздваиваются. По составу своему микролиты кислее, чем вкрапленники. Определение состава микролитов производилось в сечении \perp [100] с использованием кривой Терча.

В микролитах клинопироксен дает короткостолбчатые или неправильные выделения, часто зажатые между более идиоморфными кристаллами-микролитами плагиоклаза. Количество пироксена в основной массе не превышает количества плагиоклаза. Пироксен основной массы более железистый, чем пироксен вкрапленников.

Рудный минерал в виде хорошо образованных кристалликов размером 10—20 μ рассеян по всей массе породы.

Стекло обыкновенно прозрачное, светло-бурого и светло-зеленого цветов. При больших увеличениях в стекле различаются эмбрионы плагиоклаза и темноцветного минерала размером 2—10 μ . Реже встречаются кристаллиты. В случае обогащенности стекла микролитами рудного минерала, оно принимает темно-серый, почти черный цвет. Индивидуализация рудного минерала в более крупные кристаллики

приводит к обесцвечиванию стекла. В этом случае порода принимает светлые окраски.

В окисленных продуктах стекло бурое и непрозрачное. Показатели преломления отличаются от таковых свежего стекла, причем определенная закономерность в изменении этой константы в ту или иную сторону не подмечена (табл. 2).

Таблица 2

	Показатели светопреломления			Показатели светопреломления	
	свежее стекло	окисленное стекло		свежее стекло	окисленное стекло
Сарцалинский покров	1,563	—	Варденисский покров	1,550	—
Гюллидузский вулкан	1,560	1,562	Гетик	1,521	—
Гейсар	1,533	1,530	Гндевазский вулкан	1,527	1,524
Далик	1,564	1,558	Кочбекская группа .	1,548	1,550
Жилли-гёль	1,540	—	Джермукский кратер	1,553	—
Мурадсар	1,532	—	Могильная группа .	1,564	1,566
Вулкан Коч	1,562	—	Смбатасар	1,522	1,534
Чагатсар	1,563	—			

Таблица 3

	Сарцалинский покров	Гюллидузский вулкан	Гейсар	Далик	Жилли-гёль	Мурадсар	Вулкан Коч	Чагатсар	Варденисский покров	Гетик	Гндевазский вулкан	Кочбекская группа	Джермукский кратер	Могильная группа	Смбатасар
1. Вкрапленники															
Плагноклаз	2,4	1,3	1,3	2,1	1,1	1,9	1,3	2,1	3,3	2,3	1,3	3,3	2,5	1,1	6,6
Оливин . . .	0,4	0,8	0,9	2,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Клинопироксен .	0,6	1,2	0,7	0,5	0,9	1,3	0,9	1,1	1,9	1,8	1,5	2,0	1,3	1,2	1,9
Баз. роговая обманка .	—	—	—	—	—	—	—	1,8	2,1	2,1	1,3	2,8	1,9	3,0	1,3
Всего . . .	3,4	3,3	2,9	4,6	2,0	3,2	2,2	5,0	7,3	6,2	4,1	8,1	5,7	5,3	9,8
2. Кварц .	0,2	0,2	—	0,2	0,2	0,3	—	—	—	0,1	0,1	—	—	—	—
3. Основная масса . .	96,4	96,5	97,1	95,2	97,8	96,5	97,8	95,0	92,7	93,7	95,8	91,9	94,3	94,7	90,2

Структура мезостазиса даже в одних и тех же лавовых телах весьма разнообразна. В срединных частях потоков стекла меньше; здесь преобладают пилотакситовые и реже микродолеритовые структуры. В приповерхностных частях потоков и в взрывных продуктах преобладание стекла обуславливает стекловатые типы струк-

тур. Промежуточное положение занимает гналопилитовая структура, которая присуща внутренним частям маломощных потоков.

3. Включения в лавах

Включения в лавах относительно редки и представлены породами третичного основания—гранитоидами, порфиритами, туфогенами и пемзами.

Это небольшие (3—8 см), угловатые, слегка сглаженные образцы, с четко обособленной от лавы оболочкой свежего стекла, толщина которой определяется долями мм.

К стеклу примыкает обычного облика пористая масса лавы, причем у самой границы с ксенолитом поры располагаются субпараллельно контуру включения. Поры в этих участках сплюснуты; по мере удаления от включения степень сплюснутости постепенно уменьшается. В этом же направлении изменяется и состав вмещающей породы. Ближе к ксенолиту мезостази́с сильно насыщен микролитами магнетита и пироксена. Концентрация последнего иногда настолько велика, что образуются своеобразные каемки, отдаленно напоминающие венцы кварц-пироксеновых глазков. Часто стекловатая прокладка и вмещающая порода около включения бывают окислены до темно-бурого цвета.

Воздействие лавы на ксенолит заключается только лишь в слабом оплавлении включений и изменении цвета некоторых минералов. Так, зерна роговой обманки в ксенолите буреют и слабо опацифицируются; окраска биотита и пироксена становится гуще. Воздействие на включения эффузивных пород выражается в слабой раскристаллизации и побурении стекла на стыке с вмещающей массой.

Полное отсутствие каких-либо признаков метаморфизма проявляют ксенолиты туфогенных пород.

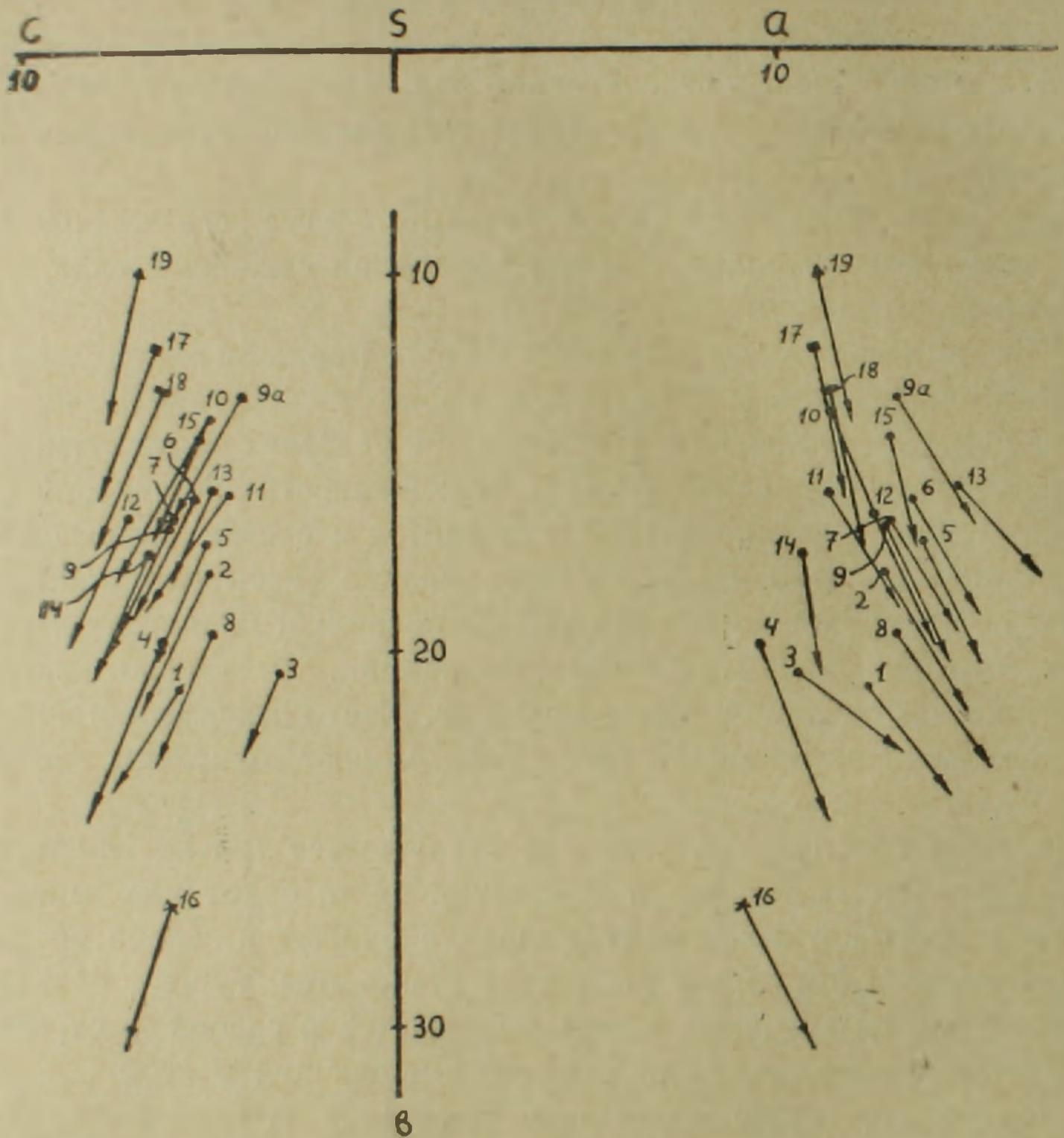
Отмеченные особенности позволяют предположить, что после захвата и в течение всей транспортировки ксенолиты оставались в твердом состоянии.

Исключительно редки (всего 3 образца) гомеогенные включения, встреченные в лавах Смба́тасара. Включения (1—5 см) отличаются от окружающей основной массы крупными минеральными частицами и меньшим количеством стекла.

4. Особенности химического состава лав

Для выявления особенностей химизма лав были использованы анализы наших образцов и литературные данные. Анализы были пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого, на основании чего и составлена петрохимическая диаграмма (фиг. 1). Полученные графические изображения сопоставляются с базальтами и андезитами по Дэлн. Анализы и числовые характеристики сведены в таблицы 4 и 5. Но́ме-

ра* на диаграмме соответствуют номерам тех же таблиц. Анализы лав Гетика, Гюллидузского вулкана и Варденисского покрова заимствованы из работы К. Н. Паффенгольца [6].



Фиг. 1. Диаграмма химических составов четвертичных лав Даралагеза.

Переходя к рассмотрению диаграммы, можно отметить следующие химические особенности лав.

По содержанию кремнекислоты и железо-магнезиальных компонентов главная масса пород более приближается к андезитам, чем к базальтам, попадая в поле андезитов и кислой ветви андезито-базальтов. В этом отношении несколько приближаются к базальтам продукты Чагатсара, Гейсара, Далика и лавы Сарцалинского покрова.

Большая часть лав отличается повышенным содержанием свободной извести. Исключение составляют лавы Могильной группы вулканов, для которых характерно богатство магнезией. Содержание анортитовой извести примерно соответствует средним содержаниям,

* На диаграмму также нанесены средние значения (по Дэли) базальтов (№ 16), андезитов (№ 17), авгитовых (№ 18) и роговообманковых андезитов (№ 19).

Таблица 4

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	—H ₂ O	ппп	Сумма
1	Сарцалинский покров	51,32	1,07	17,62	7,16	3,74	0,13	3,60	8,50	3,46	3,06	0,28	0,58	100,52
2	Гюллидузский вулкан	54,16	1,03	16,74	5,94	2,60	0,11	4,08	7,74	4,06	2,62	0,12	0,81	100,01
3	Гейсар	59,00	0,55	13,00	6,95	4,26	0,13	2,86	7,65	3,56	2,32	0,40	—	100,68
4	Далик	56,00	0,70	16,57	1,86	5,15	0,12	5,75	8,00	3,08	1,98	0,60	0,40	100,21
5	Жилли-гёль	55,24	0,75	17,55	5,74	3,34	0,07	3,26	6,82	4,28	2,85	0,40	0,44	100,74
6	Мурадсар	55,36	0,83	17,94	5,27	2,93	0,13	3,20	6,73	3,95	3,19	0,26	0,60	100,39
7	Вулкан Коч	53,76	0,85	18,45	6,03	2,92	0,13	2,99	7,32	3,94	3,12	0,40	—	99,91
8	Чагатсар	54,32	0,69	17,10	5,60	2,80	0,16	4,27	8,17	4,14	2,65	0,10	0,10	100,10
9	Варденис. покров (нижн. поток)	53,67	1,13	18,10	3,07	4,35	0,08	3,69	7,49	3,71	2,92	0,33	1,06	99,60
9а	Варденис. покров (верх. поток)	60,28	0,77	15,89	5,48	0,67	0,11	3,05	5,84	4,28	2,74	0,11	1,00	100,22
10	Гетик	59,78	0,78	16,45	2,90	2,91	0,07	3,44	6,17	3,38	2,98	0,22	0,49	99,57
11	Гндевазский вулкан	58,60	0,53	15,47	4,76	3,90	0,14	2,88	6,33	3,32	3,09	0,20	0,50	99,72
12	Кочбекская группа	53,58	0,98	19,52	4,03	4,36	0,08	3,45	7,70	3,83	2,62	—	—	100,15
13	Джермукский кратер	55,34	0,83	18,31	6,49	2,67	0,16	2,35	6,80	4,48	3,28	0,16	—	100,97
14	Могильная группа	54,90	0,90	17,30	6,20	5,21	0,12	3,52	5,80	3,22	2,46	0,40	—	99,63
15	Смбатасар	57,60	0,85	17,62	5,03	4,00	0,13	2,62	5,86	4,08	2,74	—	—	100,53

Анализы 1, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 11, 12, 13, 14, 15 произведены в лаборатории ИГН АН АрмССР аналитиками А. Петросян, Г. Джрбашян и В. Бабаян.

Анализы 2, 9, 9а, 10 произведены в лаборатории ГГРУ аналитиками М. Селютинной и Н. Левенфиш.

		а	с	б
1	Сарцалинский покров	12,4	5,9	21,
2	Гюллидузский вулкан	12,9	4,9	17,
3	Гейсар	10,7	3,1	20,
4	Далик	9,7	6,3	19,
5	Жилли-гёль	13,8	5,0	17,
6	Мурадсар	13,7	5,4	15,
7	Вулкан Коч	13,7	5,9	16,
8	Чагатсар	13,1	4,9	19,
9	Варденис. покров (нижний поток) . .	12,8	6,0	16,
9а	Варденис. покров (верхн. поток) . .	13,3	4,0	13,
10	Гетик	11,7	5,1	13,
11	Гндевазский вулкан	11,7	4,6	16,
12	Кочбекская группа	12,7	7,1	16,
13	Джермукский кратер	14,9	4,9	15,
14	Могильная группа	10,9	6,5	17,
15	Смбатасар	13,1	5,4	14,

Таблица 5

	s	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a/c
0	60,7	47,7	29,7	22,6	62,9	30,0	1,6	-9,3	2,1
9	64,0	32,0	40,3	20,7	70,0	26,7	1,4	+4,9	2,4
6	65,6	47,7	22,9	29,4	70,4	28,4	0,7	+6,7	3,5
8	64,2	35,5	48,9	17,6	70,5	8,3	0,95	+2,7	1,5
1	64,1	48,0	32,6	19,4	69,0	29,0	1,07	-4,4	2,8
9	65,0	47,0	34,6	18,4	65,3	28,9	1,07	-2,9	2,5
7	63,7	49,4	31,2	19,4	66,0	32,1	1,2	-5,9	2,3
7	62,3	38,2	36,6	25,2	69,8	24,1	0,98	-6,5	2,7
8	64,1	42,0	38,1	19,9	65,9	15,8	1,5	-3,6	2,6
3	69,4	38,3	37,8	23,4	71,0	34,0	0,8	+7,5	3,4
8	69,2	39,5	43,6	16,9	63,5	18,4	0,9	+10,8	2,2
1	67,6	49,6	30,8	19,6	58,8	25,5	0,7	+7,2	2,5
4	63,8	48,0	36,5	15,5	68,8	21,5	1,4	-4,9	1,8
9	64,3	52,4	25,1	22,5	67,6	35,6	1,08	-6,1	3,0
5	65,1	60,6	35,0	4,4	66,6	31,3	1,2	+3,9	1,7
5	67,0	56,7	30,9	12,4	69,5	29,5	1,1	+2,4	2,4

лежащим между базальтами и андезитами по Дэли. Количество извести не обнаруживает определенного повышения в зависимости от возрастания основности лав.

Значительная часть фигуративных точек в поле asb располагается несколько правее точек андезитов по Дэли, что указывает на повышенную щелочность наших пород. Нормальная щелочность характерна только лишь для Далика и Гейсара. При обязательном преобладании натрия над калием, отношение $Na_2O : K_2O$ в большинстве случаев соответствует среднему составу андезитов и базальтов.

Полоса векторов на проекции, по мере движения вниз, несколько смещается влево, что характерно для щелочно-известковой ассоциации.

В нескольких словах остановимся на содержании рассеянных элементов в образцах лав, изученных спектрографически аналитиками Г. М. Мкртчяном и М. Я. Мартиросяном (ИГН АН АрмССР). Ni, Co, V обнаружены во всех лавовых потоках области. Содержания этих элементов (0,001—0,03%) не зависят от типа пород. Хром отсутствует только в продуктах Кочбекских вулканов.

Цирконий в равных количествах (0,01—0,3%) также характерен для четвертичных вулканогенов. Какой-либо количественной зависимости от кислотности лав не наблюдается.

В лавах Даралагеца обнаружены: медь, свинец, цинк. Содержания этих металлов в пределах 0,003—0,03%.

В лавах Гейсара, Коча и Смбатасара отмечены незначительные количества молибдена.

Постоянно присутствуют галлий и иттрий примерно в равных количествах (0,03—0,01%).

Содержания стронция, бария и фосфора не зависят от кислотности лав. Количество их в пределах 0,1—1,0%.

Интересно повсеместное наличие лития и бериллия. Как Li, так и Be не проявляют зависимости от типа пород. Содержание лития 0,003—0,03%, бериллия 0,0003—0,001%.

В ы в о д ы

Рассмотренные выше химические особенности четвертичных лав области, а также ряд соображений геологического порядка, позволяют предположить, что продукты различных этапов внутри антропогенного вулканического цикла являются производными единого магматического очага.

В результате неоднократных вспышек вулканической деятельности, на поверхность доставлялся лавовый материал андезито-базальтового и частично андезитового состава. В первую очередь извергались роговообманковые лавы, постепенно сменявшиеся пироксеновыми и оливиновыми разностями.

Между порфиристыми выделениями роговообманковых лав, с одной стороны, и пироксеновых и оливиновых—с другой, замечаются существенные различия. Как видно из таблицы 1, плагиоклаз и пироксен в роговообманковых породах, в пределах одних и тех же потоков, показывают относительно постоянный состав. Иначе дело обстоит в оливиновых и пироксеновых лавах, где колебания оптических свойств этих же минералов в фенокристаллах довольно велики. Помимо этого, роговообманковые эффузивы отличаются более высоким процентом содержания вкрапленников в массе породы (табл. 3) и их несколько более крупными размерами.

Указанные особенности, а также условия залегания различных типов лав говорят в пользу того, что в период покоя, предшествующего очередному этапу, в очаге происходило закономерное распределение вкрапленников, как бы разделение резервуара на отдельные горизонты, в нижних частях которого преобладал оливин, а в верхних—роговая обманка.

Наиболее приемлемым объяснением этого явления нам кажется следующее.

Более или менее продолжительный перерыв, как нельзя лучше, содействовал накоплению летучих в верхних частях очага, что обусловило образование роговых обманок и интенсивную диффузию отдельных компонентов в расплаве, следствием чего явилось уравнивание составов плагиоклазов и пироксенов. Сравнительно основной состав оливиновых лав объясняется некоторой дифференцированностью магматического очага, которую в наших условиях никак нельзя отрицать.

То обстоятельство, что в изменении кислотности во времени не наблюдается определенной закономерности, может быть объяснено с одной стороны слабой дифференцированностью очага, и с другой—полным усвоением лавой мелких зерен кварца. Роль последнего фактора в данном случае не поддается количественному учету.

Некоторые представления о приповерхностной контаминации лав дает факт наличия слабо переработанных ксенолитов и относительно крупных зерен кварца, усвоение которого в отмеченных условиях полностью не могло произойти.

Институт геологических наук

АН АРМССР

Поступила 25 III 1959

Կ. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ԴԱՐԱՆԱԳՅԱԶԻ ԶՈՐՐՈՐԴԱԿԱՆ ԼԱՎԱՆԵՐԻ ՊԵՏՐՈՐԱՖԻԱՅԻԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Դարալագլագում շորրորդական լավաները գրավում են Արփա-էլեգիս միջգետային տարածութիւնը: Լավաների տարածման ընդհանուր դաշտը կազմում է մոտ 650 կմ², ժայթքման պրոդուկտների ծավալը մոտ 15 կմ³ է: Հրաբուխների գործունեութիւնը Կ. Ն. Պաֆենհոլցը կապում է Փոքր Կովկասի պարբերական բարձրացումների հետ:

Դեոմորֆոլոգիական տվյալների համաձայն առանձնացվում են տարբեր հասակի 3 լավային կոմպլեքսներ. յուրաքանչյուր կոմպլեքսի հիմքում տեղադրված են հոռնըլենդային լավաներ, որոնք դեպի վեր փոխվում են պիրոքսենային և օլիվինային էֆուզիաների:

Ապարները ըստ կազմութիւնի համապատասխանում են անդեզիտո-բազալտների և մասամբ անդեզիտների: Պորֆիրային անջատումներում հանդիպում են պլագիոկլազ, բազալտային հոռնըլենդ, կլինոպիրոքսեն, օլիվին: Դրսենոգեն կվարցի հատիկները բաշխված են անհավասար:

Այդ միներալների օպտիկական կոնստանտները տրված են 1 աղյուսակում:

Պլագիոկլազի անջատումները հետաքրքիր են իրենց ապակյա ներփակումներով: Այդ ներփակումների առաջացումը կապված է սելեկտիվ վերածումման հետ, վերջինս հնարավոր է դառնում ճնշման խիստ անկման պայմաններում, երբ լավան մոտենում է երկրի մակերեսին: Բազալտային հոռնըլենդը օպացիտացված է: Արագ սառեցման պայմաններում այս երևույթը թույլ է արտահայտվում: Հիմնական մասսան բաղկացած է պլագիոկլազի, պիրոքսենի, հանքային միներալի միկրոլիտներից և ապակուց:

Պլագիոկլազը հիմնական մասսայում ավելի թիթու է, քան պորֆիրային անջատումներում: Հիմնական մասսայի ստրուկտուրան փոփոխվում է մեծ սահմաններում՝ պիրոտաքսիտայինից մինչև վիտրոֆիրային:

Ստրուկտուրայի տիպը կախված է լավային մարմինների սառեցման պայմաններից: Լավաների մեջ հազվադեպ հանդիպում են թույլ փոփոխված խաղալիղներ:

Լավաների քիմիական բաղադրութիւնի մեջ նկատվում են որոշակի ընդհանուր օրինաչափութիւններ: Անալիզների արդյունքները բերված են 3—4 աղյուսակներում:

Լավաների մեծ մասը հարստացված է ալկալիներով: Դրա հետ միաժամանակ նկատվում է լավաների հարստացումը Ca-ով, որի քանակը կախված է լավաների հիմնայնութիւնից: Վեկտորների ընդհանուր տեղաբաշխումը դիագրամայի վրա բնորոշ է ալկալա-կրային ասոցիացիայի համար:

Ապակտրալ մեթոդով լավաներում գտնված են նիկել, կոբալտ, վանադիում, բրոմ, կապար, ցինկ, ցիրկոնիում, հալիում, իտրիում, ստրոնցիում, ֆոսֆոր, բարիում, լիթիում և բերիլիում:

Շարադրված նյութը թույլ է տալիս բոլոր լավաները համարել մեկ ընդհանուր մագմատիկ օջախի անջանցյալներ:

Նշված երեք էտապների հոռնբլենդային լավաները բնորոշվում են ապարկազմող միներալների օպտիկական հատկանիշների չնչին տատանումներով, համեմատաբար մեծ չափերի պորֆիրային անջատումներով, նրանց բարձր տոկոսային պարունակությամբ և միներալոգիական ու քիմիական կազմի համապատասխանությամբ:

Այսպիսի առաձևհատկությունները բացատրվում են ցնդող կոմպոնենտների կուտակմամբ օջախի վերին հորիզոններում: Դրա պատճառով օջախի վերին մասում առաջանում է հոռնբլենդ և ստեղծվում են ինտենսիվ դիֆուզիայի պլմաններ, որի հետևանքով պլագիոկլազների և պիրոքսենների բաղադրությունը հավասարակշռվում է:

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
2. Заварицкий А. Н., Соболев В. С., Кваша Л. Г., Костюк В. П., Бодриевич А. П. Новые диаграммы для определения состава высокотемпературных плагиоклазов. „Зап. мин. об-ва“, ч. 87, вып., 5, 1958.
3. Карапетян К. И. Некоторые особенности четвертичного вулканизма Даралагеца. ДАН АрмССР, том 28, № 1, 1959.
4. Котляр В. Н. Геологический очерк восточной части Даралагезского уезда ССР Армении. „Матер. по общей и прикладн. геологии“. Вып. 136, 1930.
5. Кржечковский А. В. Геологический очерк западной части Даралагезского уезда ССР Армении. „Матер. по общей и прикладн. геологии“. Вып. 136, 1930.
6. Паффенгольц К. Н. Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. „Зап. мин. об-ва“, ч. 60, вып. 11, 1931.
7. Паффенгольц К. Н. Четвертичные эффузии Азербайджана и Восточной Армении. „Геология СССР“, том X, ч. 1, Москва, 1941.
8. Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. Тр. лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 11, 1956.
9. Ширинян К. Г., Карапетян К. И. Петрогенезис новейших кварцсодержащих лав Армении. Изв. АН АрмССР, серия геолог. и географ., т. XII, № 1, 1959.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

К. А. КАРАМЯН

ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ ДАСТАКЕРТСКОГО
МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Дастакертское медно-молибденовое месторождение является классическим примером месторождений медно-молибденовой формации, характерными особенностями которых являются:

- а) Многостадийность процесса минерализации.
- б) Растяннутость минерализации и преемственность минералогического состава для основных стадий.
- в) Последовательный вынос металлов в порядке: $\text{Cu} - \text{Mo} - \text{Zn} - \text{Pb}$.

г) Более поздняя, по сравнению с основными промышленными медно-молибденовыми стадиями, пиритовая минерализация.

д) Отчетливо выраженное гидротермальное изменение вмещающих пород, различное в связи с отдельными стадиями минерализации.

В настоящей статье рассматриваются гидротермально измененные породы Дастакертского месторождения, а также связь каждого типа гидротермального окolorудного изменения с определенными стадиями минерализации.

Помимо качественного изучения гидротермально измененных пород, в статье освещается и количественная сторона в виде таблиц, где отмечается привнос и вынос компонентов для каждого типа изменения. Указанные таблицы составлены с учетом объемного веса пород по методике, предложенной Н. И. Наковником [1], позволяющей правильно определять баланс компонентов при окolorудном изменении пород.

Дастакертское медно-молибденовое месторождение приурочено к провесу кровли нижнеэоценовых порфиритов, зажатых между двумя, вытянутыми в близмеридиональном направлении, куполами гранодиоритовой интрузии. Оруденение контролируется зоной дробления северно-западного простирания, вытянутой вдоль провеса кровли. Зона дробления представляет собой серию разновременных, разносистемных, сравнительно небольших нарушений, располагающихся кулисообразно относительно друг друга. Намечается локализация оруденения определенных стадий в определенных системах трещин.

Оруденение на месторождении приурочено главным образом к породам кровли, но захватывает также и эндоконтактовую зону ин-

трузии. Отсюда ясно, что гидротермальное изменение охватывает как породы кровли, так и прорывающие их гранодиориты.

Породы кровли представляют собой интенсивно ороговикованные разности нижнеэоценовых порфиритов. С удалением от интрузии отмечается различный состав контактовых роговиков. Вдали от интрузии развиты плагиоклаз-роговообманковые роговики, которые через промежуточные биотит-роговообманковые полевошпатовые разности переходят в кварц-биотит-полевошпатовые роговики, господствующие непосредственно вблизи интрузии и в провесе кровли.

Кварц-биотит-полевошпатовые роговики представляют собой породы с отчетливо выраженной порфиробластовой структурой с лепидогранобластовой структурой основной массы. Основными минералами являются плагиоклаз, биотит, роговая обманка, пироксен, кварц.

Следует отметить, что на значительной площади рудного поля проявляется пиритизация роговиков, выражающаяся в том, что по гломеробластическим скоплениям биотита развиваются кристаллы пирита. Такая пиритизация имеет площадное распространение и не связана с каким либо контролирующими структурами.

Химический состав кварц-биотит-полевошпатовых роговиков приведен в таблицах подсчета привноса и выноса.

Колебания состава роговиков этого типа обычно незначительные и поэтому этот анализ роговиков принимается как исходная неизменная порода при подсчете баланса для всех типов изменений.

Благодаря тому, что каждая стадия минерализации, локализованная в определенной тектонической структуре и сопровождается определенным типом гидротермального изменения, довольно четко удается установить как характер этого изменения, так и интенсивность его проявления в зависимости от состава вмещающих пород.

Последовательность стадий минерализации (и связанное с ними изменение вмещающих пород) представляется в следующем виде.

№ пп	Стадии минерализации	Характер изменения	Интенсивность проявления
1	Медно-полевошпатовая	Полевошпатизация	—
2	Медная	Окварцевание	—
3	Медно-молибденовая	Окварцевание с серицитизацией,	—
4	Медно-молибденовая	Серицитизация	—
5	Медно-карбонатная	Эпидотизация, хлоритизация	—
6	Кварц-пиритовая	Серицитизация с адуляром	—
7	Кварц-пирит-сфалеритовая	Не проявляется	—
8	Полиметаллическая	Серицитизация с карбонитизацией	—
9	Алабандиновая	Не проявляется	—
10	Карбонатная	Не проявляется	—

Возрастные взаимоотношения между стадиями установлены на основе: 1. Пересечений контролирующих структур и рудных тел в забоях и штучах. 2. Пересечений рудоконтролирующих структур, сопровождающихся различным характером изменений.

Как видно из схемы не все стадии гидротермального процесса сопровождаются околорудным изменением. Наиболее поздние стадии, исключая полиметаллическую стадию, вообще не несут заметных изменений.

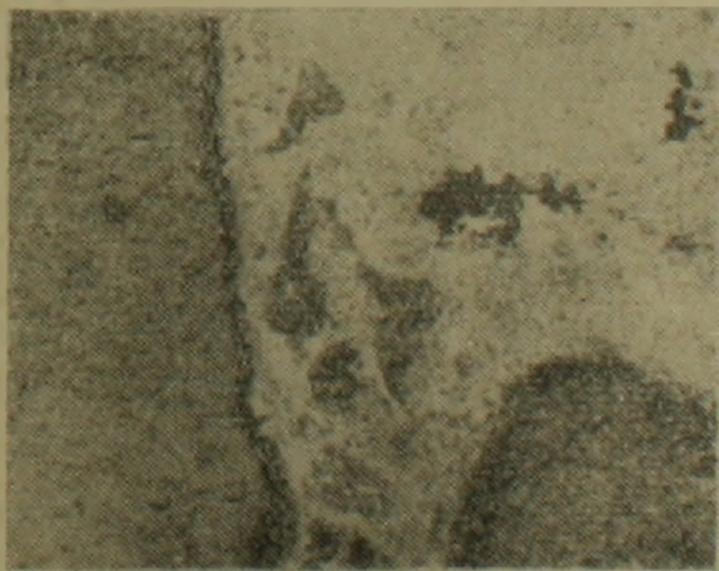
Ниже приводится описание гидротермально измененных пород, связанных с отдельными стадиями минерализации.

1. *Медно-полевошпатовая* стадия в рудном поле Дастакертского месторождения имеет слабое распространение и образует, главным образом, небольшие прожилковые зоны северо-восточного простирания, приуроченные к трещинам разрыва. Прожилки сложены калиевым полевым шпатом, ассоциирующим с рудными минералами—халькопиритом и молибденитом. В прожилках К-полевой шпат представлен прекрасно образованными кристаллами, нарастающими часто в виде шеток на стенки трещин, промежутки между которыми заполнены халькопиритом. Молибденит ассоциирует с К-полевым шпатом. Нередко отмечаются взаимные срастания и захваты молибденита К-полевым шпатом. Последний относится к нерешетчатому микроклину. Измерение констант на Федоровском столике показало

$$\begin{array}{l} \text{Ng } 86^\circ \\ \text{p}_{(001)} \text{---Nm } 8^\circ \text{ } 2v = \text{--- } 84 \\ \text{Nr } 84 \end{array}$$

Химический анализ К-полевого шпата показал следующее содержание щелочей: K_2O —8,56%; Na_2O —1,24%. Довольно часто вокруг полевошпатовых прожилков отмечается околорудное изменение—полевошпатизация. ореол изменения обычно не превышает 1—2 см. Граница измененных полевошпатизированных пород неровная, извилистая с характерным заливообразным проникновением во вмещающие породы. По всей вероятности здесь выражен случай метасоматического прожилка, в котором отмечается совершенно постепенный переход во вмещающие породы. Как правило, размер выделений полевого шпата уменьшается от центральной части прожилка к его периферии.

Под микроскопом зона полевошпатизированных пород отличается от неизмененных пород отсутствием биотита. Однако нередко на границе этих двух зон отмечается необычное обогащение биотитом, в виде оторочки, благодаря чему хорошо выражена граница между измененными и неизмененными породами (фиг. 1).



Фиг. 1. Полевошпатизация медно-полевошпатовой стадии. На границе полевошпатизации видно скопление мелкочешуйчатого агрегата биотита. Шлиф прозрачный без анализатора. Ув. 24X.

Такое обогащение биотитом на границе двух пород есть, по-видимому, результат вытеснения биотита из зоны полевошпатизации и базификации внешнего контура изменения.

2. *Медная стадия* минерализации проявилась наиболее интенсивно в рудном поле. По характеру проявления она имеет площадное распространение, обусловленное приуроченностью к широко развитой системе разрывных структур. Соответственно интенсивно выражено и гидротермальное изменение вмещающих пород. Интенсивность изменения выражается в частоте проявления, но не в мощности ореола изменения прожилка.

Медная минерализация образует прожилковые зоны, зоны брекчиевидных руд, жилоподобные и гнездообразные тела, зоны вкрапленного оруденения. Вся медная минерализация приурочена к системе разрывных структур.

Главными рудными минералами являются: халькопирит и борнит, а второстепенными — пирит, молибденит, висмутин, медно-висмутовые минералы, теннантит, энаргит.

Гидротермальное изменение в эту стадию минерализации в основном выражается в окварцевании контактовых роговиков. Ореол окварцевания обычно небольшой, причем прямой зависимости мощности ореола изменения от мощности рудного прожилка не наблюдается.

Несколько своеобразно проявляется окварцевание, связанное с вкрапленностью. Обычно при этом кварц и рудный минерал образуют тесные срастания друг с другом, метасоматически развиваясь в породе, в форме своеобразных микрожеод, где рудный минерал приурочен к центральной части, а кварц к периферии. Зачастую в таких микрожеодах наблюдаются хорошо оформившиеся кристаллы кварца (фиг. 2). Выделения кварца имеют неправильные изометрические очертания с характерной для таких образований мостовидной структурой.

Отмечаются различные степени окварцевания роговиков вплоть до интенсивно окварцованных пород, в значительной степени состоящих из кварца (фиг. 3). Помимо кварца в измененной породе отмечается также и К-полевой шпат, хлорит в тесной ассоциации с апатитом, а также и вторичный крупночешуйчатый биотит.

Количественная сторона изменения состава роговиков при окварцевании приведена в табл. 1.

Как видно из таблицы, химические анализы сильно окварцованных расностей роговиков показывают значительное повышение содержания SiO_2 , что отражается в обогащении породы кварцем. Наряду с этим отмечается значительный вынос FeO , MgO , CaO , а также Al_2O_3 . Несколько иначе ведут себя щелочи. Отмечается значительный вынос K_2O и наоборот, привнос Na_2O .

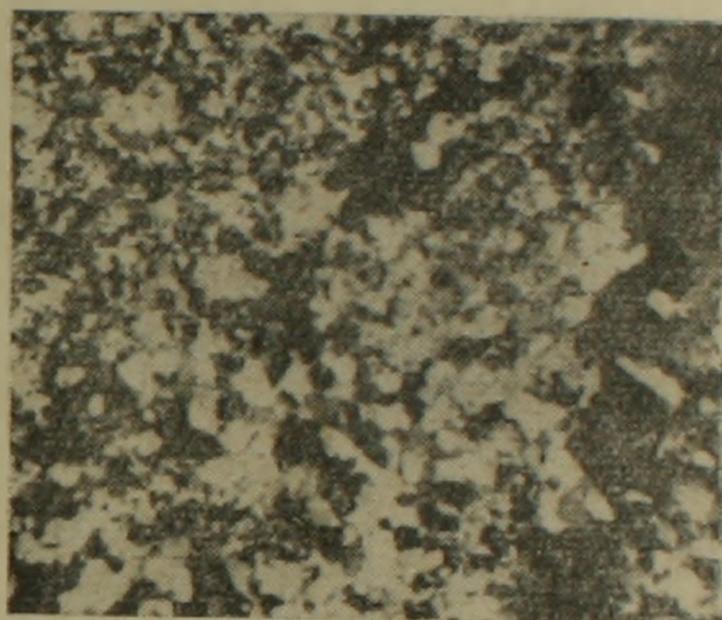
Медная минерализация захватывает также и эндоконтактовую зону гранодиоритовой интрузии. Здесь также как и в роговиках характер околорудного изменения сохраняется тот же — в основном, окварцева-

ние. Однако по сравнению с роговиками интенсивность проявления здесь несколько слабее.

Вторичный гидротермальный кварц образует медкозернистый агрегат, в основном, приспособляющийся к порообразующим минералам и развивается по полевым шпатам. При этом, как правило, темноцветные минералы нацело изменены.



Фиг. 2. Окварцевание роговиков при вкрапленной медной минерализации. Видно совместное метасоматическое замещение кварца и халькопирита (черное) во вмещающей породе. Шлиф прозрачный, николи скрещены. Ув. 24X



Фиг. 3. Интенсивно окварцованные роговики; черное—выделения халькопирита. Шлиф прозрачный, николи скрещены. Ув. 24X

Количественное изменение состава гранодиоритов при окварцевании представлено в табл. 2.

В окварцованных разностях гранодиоритов как и в роговиках отмечается привнос SiO_2 и вынос остальных компонентов; Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO и щелочей Na_2O и K_2O .

Таким образом, из химических анализов измененных пород как роговиков, так и гранодиоритов видно, что, в основном, в эту стадию минерализации происходит окварцевание вмещающих пород и значительный вынос всех остальных компонентов.

3. *1-ая медно-молибденовая стадия* в отличие от предшествующей медной стадии проявилась локально. В основном, она приурочена к сравнительно крупным тектоническим структурам сколового типа, отчетливо наложенным на более раннюю площадную минерализацию медной стадии. Локализирующие структуры—хорошо выраженные тектонические нарушения с развитым материалом дробления. Указанные нарушения контролируют и локализуют медно-молибденовую минерализацию частично прожилкового характера и, в основном, брекчиевого типа, приуроченную к местам раскрытия при движении блоков вдоль искривленной поверхности контролирующей структуры. Основными минералами здесь являются молибденит, халькопирит, бор-

нит, нередко присутствует пирит, реже медно-висмутовые минералы. В отличие от медной стадии роль молибденита здесь первостепенная.

Околорудное гидротермальное изменение, сопровождающее медно-молибденовую стадию, выражается в образовании кварц-серицитовой породы.

Указанные кварц-серицитовые породы более интенсивно развиваются в висячем боку рудных тел медно-молибденовой стадии. Интенсивность изменения обычно убывает с удалением от контролирующей структуры и места максимального развития оруденения. Наиболее интенсивно изменена глина нарушения. Внешний контур измененных пород обычно неровный и, как правило, вокруг оперяющих трещин развивается такое же изменение, но сравнительно небольшой мощности.

Интенсивность проявления кварц-серицитовых пород находится в прямой зависимости от литологического состава вмещающих пород. В связи с этим интересно отметить, что в роговиках ореол гидротермального изменения несравненно больше, нежели в диабазовых дайках в случае, когда контролирующие структуры пересекают и диабазовые дайки. В роговиках ширина ореола изменения в 10 раз больше, чем ореол изменения в диабазовых дайках.

Кварц-серицитовые породы, в основном, состоят из кварца, серицита, К-полевого шп. а; в незначительном количестве присутствуют карбонат и хлорит. Последний, по-видимому, представляет переходную ступень изменения темноцветных минералов. В менее интенсивно измененных породах, как правило, сохраняются остатки плагиоклазов первичной породы.

Структура породы лепидогранобластовая. В промежутках изометрических зерен кварца развивается серицит в виде плотного чешуйчатого агрегата.

Карбонат встречается часто, но в виде небольших скоплений.

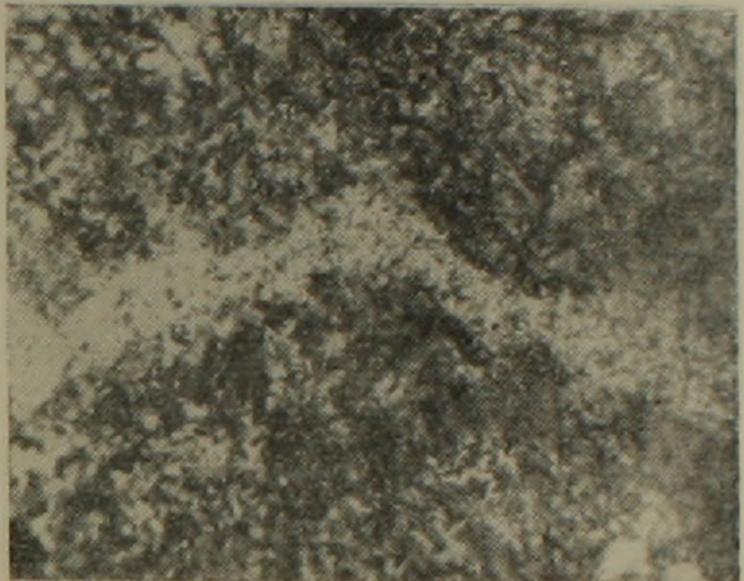
Кварц и серицит, как правило, тесно ассоциируют с рудным минералом, при этом кварц цементируется рудным минералом, а серицит зачастую образует довольно широкую сплошную краевую оторочку вдоль массивных выделений рудных минералов. Зачастую серицит образует взаимные проникновения с рудным минералом, что свидетельствует о почти одновременном их образовании.

Помимо такой площадной серицитизации в роговиках отмечаются отдельные прожилки сплошного серицита. Мощность последних весьма небольшая (фиг. 4). Под микроскопом отчетливо устанавливается более позднее их образование по сравнению с кварцевыми прожилками, по-видимому, принадлежащими к медной стадии.

В диабазовых дайках характер изменения вдоль медно-молибденовых прожилков сохраняется, но в отличие от роговиков отмечается чрезвычайное обилие карбоната.

Количественное изменение состава роговиков при образовании кварц-серицитовой породы представлено в таблице 3, откуда видно, что при изменении породы происходит значительный привнос SiO_2 , небольшой привнос K_2O и чувствительный вынос почти всех остальных компонентов: Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O .

4. II-ая медно-молибденовая стадия локализована в гранодиоритах. Как правило оруденение этой стадии контролируется сравнительно крупными тектоническими нарушениями сбросового типа. Оруденение представлено прожилковыми зонами, представляющими оперение отмеченных выше тектонических нарушений. Прожилки сложены гребенчатым кварцем, нарастающим на стенки трещин. Из рудных



Фиг. 4. Интенсивно серицитизированные роговики и прожилки жильного серицита. Шлиф прозрачный, николи скрещены. Ув. 64X

минералов преимущественно развит молибденит, халькопирит, борнит, блеклая руда. Обычно молибденит образует розетки-чешуйки, в виде цепочки, приурочен к зальбандам кварцевого прожилка, между тем как весь остальной комплекс минералов приурочен к средней части прожилка, заполняя промежутки между гребенчатыми кристаллами кварца.

Гидротермальное изменение, в основном серицитизация, развито в зоне кварцеворудных прожилков, где намечается максимальный ореол изменения. Несколько меньших масштабов изменение намечается вдоль контролирующей структуры, где ореол сравнительно небольшой, но зато глина нарушения нацело серицитизирована. С удалением от зоны прожилков или контролирующей структуры степень изменения быстро падает.

Интенсивно измененная порода состоит из серицита, кварца. В незначительном количестве присутствует К-полевой шпат. Менее широко развит рутил, апатит.

Структура породы лепидобластовая, гетеробластовая. Здесь выделяются чешуйки серицита различных размеров. Мелкочешуйчатый агрегат серицита, в основном, развивается по кристаллам плагиоклаза, обычно от центра к периферии и образует решетчатую микроструктуру.

Крупные чешуйки серицита, размером до 1,0 мм, развиваются также по плагиоклазу, но в интерстициях зерен. Серицит развивается почти по всем первичным породообразующим минералам. Наиболее устойчивым среди них является К-полевой шпат. Однако учитывая, что в наиболее интенсивно измененных породах не сохраняются пер-

вичные минералы, естественно, что и он в период интенсивной серицитизации полностью замещается серицитом.

Серицит характеризуется следующими константами

$$\begin{aligned} N_g &= 1,589 \\ N_p &= 1,561 \quad N_g - N_p = 0,028 \end{aligned}$$

Чисто отобранные чешуйки серицита были подвергнуты химическому анализу в лаборатории ИГН АН АрмССР (аналитик З. Гаспарян), который показал следующее содержание компонентов.

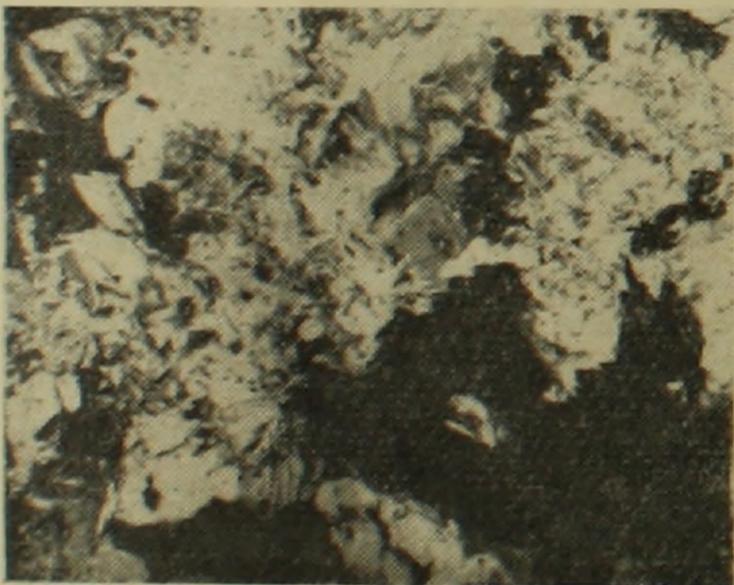
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма
53,80	0,09	33,11	0,55	—	сл.	сл.	—	5,56	1,93	4,30	1,00	100,34

Упрощенная структурная формула после пересчета имеет следующий вид: $(OH)_2 K_{0,7} Al_2 (Si_{3,4} Al_{0,6}) O_{10}$.

Как видно из химического анализа и структурной формулы, серицит относится к фенгиту.

Из остальных минералов присутствует вторичный кварц, образующий небольшие изометрические с неправильными очертаниями выделения. Нередко отмечаются также и призматические кристаллы кварца. Повсеместно чешуйки серицита разъединяют кристаллы новообразованного кварца.

В интенсивно измененных породах местами отмечается довольно



Фиг. 5. Характер срастания серицита (светлое) и молибденита (черное). Шлиф прозрачный, николи скрещены. Ув. 24×

густая вкрапленность рудных минералов—молибденита и халькопирита. Последние весьма тесно срастаются с серицитом. При этом чешуйчатые выделения молибденита образуют взаимные проникновения, а нередко и агрегаты чешуек серицита оказываются захваченными молибденитом (фиг. 5). Следует отметить, что серицит в качестве жильного минерала присутствует местами довольно обильно в кварцевых прожилках, нарастая на гребенчатые кристаллы кварца.

Наряду с описанными минералами довольно часто, но в ограниченном количестве встречается рутил в виде хорошо образованных кристаллов (фиг. 6). Новообразованный рутил представляет собой результат перегруппировки вещества при гидротермальном изменении вмещающих пород.

В породе отмечаются также неправильные выделения апатита, который повсеместно разъедается серицитом. Учитывая, что апатит образует совместные выделения с новообразованным кварцем, естественно его отнести к новообразованным минералам.

Количественное изменение состава компонентов при серицитиза-

ции гранодиоритов представлено в таблице 4, откуда видно, что при серицитизации гранодиоритов содержание кремнезема остается почти неизменным, но происходит значительный вынос всех остальных компонентов: Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , а в отношении K_2O и H_2O отмечается чувствительный их принос.

5. Медно-карбонатная стадия проявилась в рудном поле слабо. Образует небольшие жилоподобные тела обычно четковидного строения с многочисленными раздувами и пережимами, а также прожилка весьма различной мощности. Жильный минерал, как правило, карбонат-кальцит. В карбонатной жильной массе отмечаются чешуйки хлорита. Главные рудные минералы: халькопирит, пирит, молибденит, редко сфалерит.

Гидротермальное изменение вмещающих пород в эту стадию представлено хлоритизацией и эпидотизацией, развитых зонально вокруг рудных тел (фиг. 7). Во внешней зоне проявляется эпидотизация, во внутренней — хлоритизация. Граница между основными зонами довольно постепенная, но отчетливая, а местами и резкая.

Следует отметить, что непосредственно в зальбандах прожилков совместно с кварцем в незначительном количестве присутствует серицит, который приспособливается к хлориту, и местами развивается по нему.

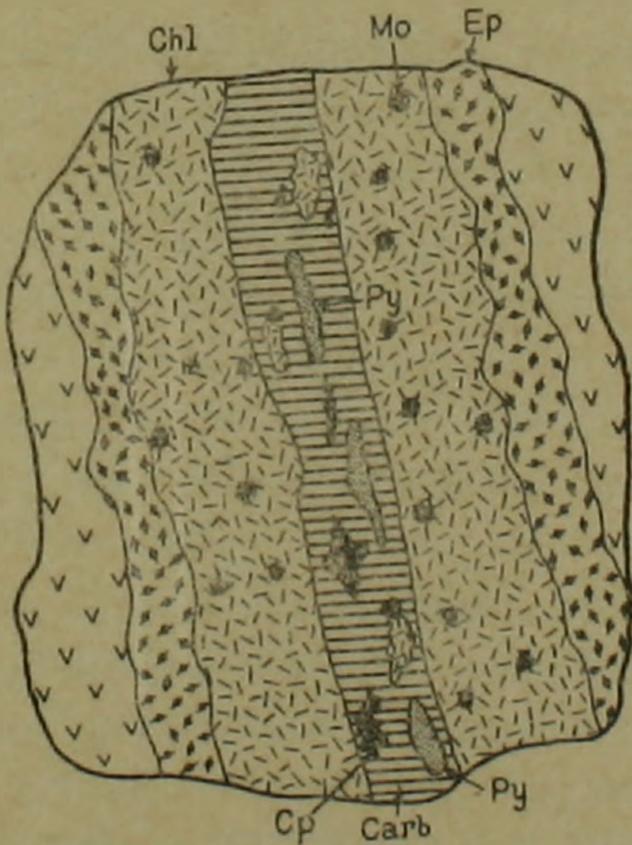
Таким образом, для данной стадии минерализации намечается последовательное изменение характера растворов во времени и наложение одного типа изменения на другой.

Эпидот слагает хорошо образованные призматические кристаллы размером до 1 мм, местами довольно большие скопления мелкозернистого агрегата.

На границе двух зон отмечаются случаи, когда хлорит проникает в эпидот и развивается по нему. Местами с продвижением фронта



Фиг. 6. Выделение призматических кристаллов рутила при серицитизации гранодиоритов. Шлиф прозрачный без анализатора. Ув. 24X



Фиг. 7. Зарисовка штуфного образца медно-карбонатной стадии. Видно зональное строение гидротермально измененных пород. Ep—эпидотизация, Chl—хлоритизация.

хлоритизации в хлоритовой зоне остаются остатки незамещенного эпидота. В хлоритовой зоне структура породы лепидобластовая. В основном, порода состоит из чешуек и розеток хлорита, а также сравнительно незначительного количества породообразующих минералов роговиков. Для хлорита характерны ярко зеленый цвет, слабое двупреломление, сильно выраженный плеохроизм. Образует веерообразные агрегаты — розетки и чешуйки.

Химический анализ хлорита показал следующий результат:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O K ₂ O	п. п. п.	Сумма
34,88	0,22	19,21	5,77	11,52	0,13	13,84	3,99	0,13	10,51	100,20

Как видно из химического анализа, хлорит относится к железомagneзиальным хлоритам и, по всей вероятности, его можно отнести к рипидолиту.

В табл. 5 представлены результаты количественной характеристики изменения состава роговиков при хлоритизации в медно-карбонатную стадию, откуда видно, что при хлоритизации происходит значительный вынос SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, K₂O и существенный привнос FeO, MgO, H₂O.

6. *Кварц-пиритовая стадия* проявилась довольно интенсивно в рудном поле, но вследствие значительного разрыва во времени от главных промышленных стадий, она обособлена от них территориально. Кварц-пиритовая стадия локализована, в основном, на северо-западном окончании Дастакертской зоны; дробления вследствие последовательного развития последней в этом же направлении.

Оруденение кварц-пиритовой минерализации образует зоны прожилкования, сопряженные с сравнительно крупными тектоническими структурами скалывающего типа.

Гидротермальное изменение вмещающих пород выражено в серицитизации, которая проявляется как в виде слабо выраженного ореола вдоль пиритовых прожилков, так и в виде довольно мощных зон измененных, серицитизированных пород.

Под микроскопом порода имеет лепидогранобластовую структуру. В основном, она состоит из серицита, адуляра, пирита, небольшого количества кварца, карбоната.

Серицит составляет значительную часть измененной породы, образует чешуйчатые агрегаты различных размеров, тесно срастаясь с остальными минералами—адуляром и пиритом. Мелкочешуйчатый агрегат серицита, как правило, заполняет и замещает первичные кристаллы плагиоклаза, между тем, как крупные чешуйки серицита тесно срастаются с вкрапленниками пирита.

Наряду с серицитом, в измененной породе большую роль играет новообразованный—адуляр, образующий выделения с неправильны-

ми, местами вытянутыми очертаниями. Зачастую адуляр образует гломерабластические скопления, в которых он тесно сростается с пиритом.

Возле пиритовых прожилков, в зоне, непосредственно промыкающей к прожилку, процесс изменения выражен более интенсивно, но ореол изменения незначительный 1—2 см. Размер чешуек серицита здесь гораздо больше, нежели в серицитизированных породах. Помимо указанного отмечается также более тесные сростания адуляра с рудным минералом. Как видно из микрофото (фиг. 8) адуляр здесь образует каемку вокруг выделений пирита в нацело серицитизированной породе.

Подобные взаимоотношения свидетельствуют о совместном образовании обоих минералов.

Пирит в породе имеет большое распространение, образует вкрапленность, местами тончайшие прожилочки, тесно сростается как с адуляром, так и с серицитом.

Карбонат распространен сравнительно слабо и образует небольшие пятнистые выделения в интенсивно серицитизированной породе, главным образом, в роговиках, где измененность проявляется на сравнительно значительной площади. В гранодиоритах, подвергшихся серицитизации, вокруг пиритовых прожилков карбонат, как правило, отсутствует.

7. *Полиметаллическая стадия* имеет ограниченное распространение в рудном поле. Образует отдельные жилы и прожилки, приуроченные к скальвающим тектоническим структурам.

Измененные породы образуют ореол вокруг полиметаллических жил. Мощность их обычно незначительная—около 1,0 м.

Ореол гидротермально измененных пород вдоль полиметаллических жил имеет зональное строение. Вдали от контролирующих структур развивается зона преимущественной серицитизации, вблизи же жил проходит полоса преимущественной карбонатизации, которая отчетливо развивается по ранней серицитизации.

Такая зональность представляется, как результат наложения более поздней карбонатизации на предшествующую серицитизацию в пределах одной стадии минерализации в результате изменения характера растворов.

Во внешней серицитизированной зоне структура породы лепидобластовая. В основном, порода состоит из тончайшего агрегата серицита, почти равномерно развивающегося во вмещающей породе. По мере приближения к полиметаллической жиле увеличивается ко-



Фиг. 8. Интенсивно серицитизированные роговики (кварц-пиритовая стадия); вдоль выделений пирита (черное) каемка адуляра. Шлиф прозрачный, николи скрещены. Ув. 64 \times .

личество карбоната, развивающегося в виде неправильных пятнистых выделений и тончайших прожилков. Совместно с карбонатом тесно ассоциируется и пирит, образующий тончайшую и густую вкрапленность кубических кристаллов в карбонатизированной породе (фиг. 9).

Как правило, здесь карбонат интенсивно развивается по серициту, зачастую даже отдельные участки серицитового агрегата заключены в карбонатных выделениях, вследствие захвата последних. Местами



Фиг. 9. Интенсивно карбонатизированные роговики; темное рельефное—карбонат, черное—пирит. Шлиф прозрачный без анализатора. Ув. 24×

это явление захвата серицита карбонатом проявляется так широко, что создает ложное впечатление о проникновении серицита в карбонат в виде тончайших червовидных прожилков. Состав карбоната в полиметаллических жилах соответствует анкериту и, по-видимому, аналогичный состав он имеет и в гидротермально измененных породах. Как видно из таблицы 6 в карбонатизированных породах отмечается существенный привнос MgO , что конечно отражается в существенно магнезиальном составе карбоната.

Из таблицы 6 видно, что при карбонатизации в полиметаллическую стадию во вмещающих породах происходят существенные изменения. Это выражается в чувствительном выносе SiO_2 , щелочей— K_2O и Na_2O и в существенном привносе Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO . Низкое содержание FeO в карбонатизированной породе объясняется тем, что в анализе измененной породы учтено содержание Fe , входящее в состав пирита. Последнее рассчитано по количеству серы в измененных породах.

Резюмируя все вышеизложенное по гидротермально измененным породам Дастакертского медно-молибденового месторождения, следует отметить следующее:

1. Каждой стадии гидротермальной минерализации соответствует свой специфический тип гидротермально измененной породы.
2. От ранних стадий к поздним намечается постепенное изменение характера измененной породы.

Наиболее ранним стадиям присуще высокотемпературное изменение. С падением температуры образования гипогенной минерализации меняется и характерная ассоциация минералов в измененных породах. Так, например, для наиболее ранней медно-полевошпатовой стадии характерна высокотемпературная полевошпатизация. Для медной стадии характерно окварцевание. В более низкотемпературную I медно-молибденовую стадию наряду с кварцем большая роль принадлежит серициту.

Затем роль кварца падает и во II медно-молибденовой стадии преобладающее значение приобретает серицит.

Для медно-карбонатной стадии характерна эпидотизация с хлоритизацией. В кварц-пиритовую—происходит серицитизация в ассоциации с низкотемпературным адуляром.

Наконец, в полиметаллическую стадию в условиях значительной роли карбоната отмечается весьма интенсивная карбонатизация, следующая за первой волной серицитизации, характерной для начального периода полиметаллической стадии.

Таким образом, с последовательной сменой стадии гипогенной минерализации от высокотемпературной к более низкотемпературной, соответственно меняется и характер измененной породы.

3. В вышеприведенной последовательности образования измененных пород отмечается весьма большая роль серицита.

Серицитизация присуща значительному числу стадий; серицит присутствует во многих типах измененных пород. Такую устойчивость серицита, по-видимому, следует объяснить значительным температурным интервалом его образования, а также щелочным характером растворов, сохраняющимся в течение всей гидротермальной минерализации.

4. Интенсивность проявления гидротермально измененных пород возрастает от ранних стадий к поздним. Однако существует максимум, после которого происходит значительное убывание интенсивности околорудного изменения.

5. Несмотря на то, что околорудное изменение проявляется в различных типах пород (гранодиориты, роговики, диабазы) тем не менее характер изменения в них сохраняется. Некоторое отличие при серицитизации наблюдается в том, что в более основных породах (диабазы) отмечается обилие карбоната, меж тем как в менее основ-

Таблица 1

Изменение состава роговиков при окварцевании в медную стадию минерализации

	Весовые проценты		Количество (в г) в 100 см ³ свежего ро- говика	Количество (в г) в 100 см ³ гидротерм. изм. ро- говика	Вынос—привнос*	
	роговик неизменен- ный	гидротер- мально из- мененный роговик*			абсолютная разница в г	в % к мас- се окисла в 100 см ³ роговика
SiO ₂	55,46	67,44	144,1	168,3	+24,2	16,8
TiO ₂	0,75	0,30	01,95	0,762	-1,188	64,9
Al ₂ O ₃	18,09	15,20	47,1	38,7	-8,4	18,05
Fe ₂ O ₃	4,60	1,69	11,95	4,29	-7,66	64,5
FeO	3,65	1,24	9,50	3,16	-6,34	66,7
MnO	—	0,17	—	—	—	—
MgO	3,47	1,35	9,02	3,43	-5,59	62,0
CaO	5,59	2,42	14,5	6,15	-8,35	57,5
Na ₂ O	3,21	4,44	8,35	11,3	+2,95	35,3
K ₂ O	3,45	2,24	8,96	5,69	-3,27	36,4
п. п. п.	1,73	3,63	4,50	9,22	+4,72	105
Сумма	100,0	100,0	—	—	—	—
Объем- ный вес	2,60	2,54	—	—	—	—

* Анализ выполнен в хим. лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик А. Петросян.

ных (роговики)—небольшое их присутствие, а в кислых породах—гранодиоритах—почти полное отсутствие.

Таблица 2

Изменение состава гранодиоритов при окварцевании в медную стадию минерализации

	Весовые проценты		Количество (в г) в 100 см ³ свежего гранодиорита	Количество (в г) в 100 см ³ изм. гранодиор.	„Вынос—привнос“	
	гранодиорит неизм.	гранодиорит изм.*			абсолютная разница в г	в % к мас- се окисла в 100 см ³ гра- нодиорита
SiO ₂	61.96	69.26	166.1	181.0	+ 15.0	9.03
TiO ₂	0.51	0.24	1.365	0.628	— 0.737	54.0
Al ₂ O ₃	18.40	17.63	48.3	46.2	— 3.1	6.30
Fe ₂ O ₃	2.91	2.30	7.80	6.05	— 1.75	22.4
FeO	2.23	0.34	5.97	0.891	— 5.079	96.7
MnO	—	0.07	—	0.1834	—	—
MgO	1.78	0.55	4.78	1.44	— 3.34	69.8
CaO	5.72	2.18	15.36	5.45	— 9.87	64.5
Na ₂ O	3.57	3.30	9.55	8.64	— 0.91	9.5
K ₂ O	2.51	1.59	6.75	4.17	— 2.58	38.8
п.п.п.	0.51	2.72	1.37	7.13	+ 5.76	42.0
Сумма	100.51	100.0	—	—	—	—
Объем- ный вес	2.68	2.62	—	—	—	—

* Анализ произведен в хим. лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик А. Петросян.

Таблица 3

Изменение состава роговиков при гидротермальном изменении в I медно-молибденовую стадию

	Весовые проценты		Количество (в г) в 100 см ³ све- жего гранодиорита	Количество (в г) в 100 см ³ гидротерм. изм. гранодиорита	„Вынос—привнос“	
	роговик неизменен- ный	гидротер- мально из- мененный роговик*			абсолютная разница (в г)	в % к мас- се окисла в 100 см ³ гра- нодиорита
SiO ₂	55.46	65.32	144.0	159.2	+ 15.2	10.6
TiO ₂	0.75	0.24	1.950	0.586	— 1.364	69.9
Al ₂ O ₃	18.09	17.25	47.1	4.22	— 4.9	10.4
Fe ₂ O ₃	4.60	2.49	11.98	6.07	— 5.91	49.3
Fe	3.65	0.96	9.48	2.34	— 7.14	75.4
MnO	—	0.10	—	2.66	—	—
MgO	3.47	1.50	9.02	3.60	— 5.36	59.5
CaO	5.59	2.29	14.52	3.64	— 8.92	61.5
Na ₂ O	3.21	1.49	8.35	9.25	— 4.71	56.5
K ₂ O	3.45	3.79	8.96	11.15	+ 0.29	3.24
п.п.п.	1.63	4.57	4.50	—	+ 6.65	148.0
Сумма	100.0	100.0	—	—	—	—
Объем- ный вес	2.60	2.44	—	—	—	—

* Анализ произведен в лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик А. Петросян.

Таблица 4

Изменение состава гранодиоритов при серицитизации
во II медно-молибденовую стадию

	Весовые проценты		Количество (в г) в 100 см ³ свежего гранодиор.	Количество (в г) в 100 см ³ изм. грано- диорита	Вынос—привнос*	
	гранодиорит неизм.	гранодиорит гидротерм. изм.*			абсолютная разница в г	в % к мас- се оксида в 100 см ³ гра- нодиорита
SiO ₂	61,96	66,54	166,0	165,8	-0,2	0,0012
TiO ₂	0,51	0,33	1,365	0,822	-0,543	39,7
Al ₂ O ₃	18,40	18,92	49,4	47,2	-2,2	4,05
Fe ₂ O ₃	2,91	1,43	7,80	3,57	-4,23	54,3
FeO	2,23	0,20	5,98	0,498	-5,482	91,6
MnO	—	0,09	—	1,02241	—	+
MgO	1,78	0,95	4,77	2,37	-2,40	50,3
CaO	5,72	3,20	15,32	7,96	-7,36	48,1
Na ₂ O	3,57	1,23	9,57	3,07	-6,50	68,0
K ₂ O	2,51	4,14	6,72	10,3	+3,58	53,3
п.р.п.	0,51	2,87	01,368	7,15	+5,78	422,0
Сумма	100,0	100,0	—	—	—	—
Объем- ный вес	2,68	2,49	—	—	—	—

* Анализ произведен в хим. лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик С. Дех-трикян.

Таблица 5

Изменение состава роговиков при хлоритизации и эпидотизации
в медно-карбонатную стадию минерализации

	Весовые проценты		Количество (в г) в 100 см ³ свежего роговика	Количество (в г) в 100 см ³ гид- ротерм. изм. роговика	Вынос—привнос*	
	роговики неизменен- ные	гидротерм. измененный роговик*			абсолютная разница в г	в % к мас- се оксида в 100 см ³ роговика
SiO ₂	55,46	51,52	144,0	123,0	-21,0	14,6
TiO ₂	0,75	0,71	1,95	1,69	-0,26	1,33
Al ₂ O ₃	18,09	18,28	47,1	43,6	-3,5	7,5
Fe ₂ O ₃	4,60	1,44	11,95	3,43	-8,52	71,0
FeO	3,65	6,00	9,50	14,3	+4,8	50,5
MnO	—	0,35	—	0,834	—	—
MgO	3,47	5,49	9,02	13,04	+4,02	44,5
CaO	5,59	5,14	14,51	12,22	-2,29	15,8
Na ₂ O	3,21	3,56	8,35	8,48	+0,13	1,56
K ₂ O	3,45	0,91	8,96	2,16	-6,8	75,9
н.п.п.	1,73	6,60	4,50	15,7	+11,20	249,0
Сумма	100,0	100,0	—	—	—	—
Объем- ный вес	2,60	2,38	—	—	—	—

* Анализ произведен в хим. лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик З. Гас-парян.

Таблица 6

Изменение состава роговиков при серицитизации и карбонатизации в полиметаллическую стадию минерализации

	Весовые проценты		Количество (в г) в 100 см ³ свежего роговика	Количество (в г) в 100 см ³ измененного роговика	„Вынос—привнос“	
	роговик неизмененный	гидротермально измененный роговик*			абсолютная разница в г	в % к массе окисла в 100 см ³ роговика
SiO ₂	55,46	40,92	144,0	99,7	-44,3	30,8
TiO ₂	0,75	0,95	1,95	2,32	+ 0,37	18,9
Al ₂ O ₃	18,09	21,52	47,1	52,7	+ 5,6	11,9
Fe ₂ O ₃	4,60	5,34	11,95	12,9	+ 0,95	7,91
FeO	3,65	1,91	9,489	4,63	- 4,86	51,3
MnO	—	0,56	—	0,135	+ 0,77	—
MgO	3,47	4,05	9,03	9,80	+ 1,35	8,52
CaO	5,59	6,55	14,5	15,85	- 0,65	9,31
Na ₂ O	3,21	3,18	8,35	7,70	- 2,61	7,79
K ₂ O	3,45	2,63	3,97	6,36	+26,90	29,1
п.п.п.	1,73	12,96	4,50	31,4	—	528,0
Сумма	100,0	100,0	—	—	—	—
Объемный вес	2,60	2,42	—	—	—	—

* Анализ произведен в хим. лаборатории ИГН АрмССР, аналитик С. Дехтрикян

Институт геологических наук АН АрмССР

Поступила 12 I 1959

Կ. Ա. ԿԱՐԱՄՅԱՆ

ԴԱՍՏԱԿԵՐՏԻ ՊՂԻՆՁ-ՄՈՒԻԲԴԵՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԻԳՐՈԹԵՐՄԱԼ ՓՈՓՈԽՎԱԾ ԱՊԱՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Դաստակերտի հանքավայրի միներալացումն արտահայտվում է բազմաթիվ ստադիաներով: Հեղինակը առանձնացնում է միներալացման 10 ստադիա: Հիգրոթերմալ փոփոխման լուրաքանչլուր տիպի կապը հանքային միներալացման որոշակի ստադիայի հետ ներկայացված է հետևյալ սխեմայում:

№	Միներալացման ստադիաները	Փոփոխման բնույթը	Արտահայտման ինտենսիվությունը
1	Պղինձ-դաշտաշպատային	դաշտաշպատացում	—
2	Պղնձային	կվարցացում	—
3	I պղինձ-մոլիբդենային	կվարցացում սերիցիտացման հետ	—
4	II պղինձ-մոլիբդենային	սերիցիտացում	—
5	Պղինձ-կարբոնատային	էպիդոտացում, բլորիտացում	—
6	Կվարց-պիրիտային	սերիցիտացում	—
7	Կվարց-պիրիտ-սֆալերիտային	—	—
8	Բազմամետաղային	սերիցիտացում կարբոնատացման հետ	—
9	Ալարանդինային	—	—
10	Կարբոնատային	—	—

Հիդրոթերմալ փոփոխված ապարների բնորոշ առանձնահատկութիւնները հանդում են հետևյալին՝

1. Հիդրոթերմալ միներալացման յուրաքանչյուր ստադիային համապատասխանում է հիդրոթերմալ փոփոխված ապարի յուրահատուկ տիպ:

2. Վաղ ստադիաներից դեպի ավելի ուշ ստադիաները նկատվում է փոփոխված ապարի բնույթի աստիճանական փոփոխութիւն:

Ամենավաղ ստադիաներին հատուկ է բարձր ջերմաստիճանային փոփոխութիւն: Հիպոգեն միներալացման ստադիաների առաջացման ջերմաստիճանի անկման հետ փոփոխվում է նաև միներալների բնորոշ խմբավորումը փոփոխված ապարներում: Այսպես, օրինակ, վաղ պղինձ-դաշտաշպատային ստադիային հատուկ է բարձր ջերմաստիճանային դաշտաշպատացումը, ավելի ցածր ջերմաստիճանային | պղինձ-մոլիբդենային ստադիայի համար բնորոշ է կվարցացումը, մեծ դեր է պատկանում սերիցիտին. այնուհետև կվարցի դերը || պղինձ-մոլիբդենային ստադիայում խիստ կերպով ընկնում է, դերիշխող նշանակութիւն է ստանում սերիցիտը. պղինձ կարբոնատային ստադիայի համար բնորոշ է էպիդոտացումը քլորիտացման հետ միասին: Կվարց-պիրիտային ստադիայում նորից տեղի է ունենում սերիցիտացում արդեն ասոցացված ցածր ջերմաստիճանային ադուլարի հետ: Վերջապես բազմամետաղային ստադիայում, որտեղ որպես երակային միներալ մեծ դեր է կատարում կարբոնատը, նկատվում է շատ ինտենսիվ կարբոնատացում:

Այսպիսով հիպոգեն միներալացման ստադիաների հաջորդական փոփոխման հետ միասին, բարձր ջերմաստիճանայինից դեպի ավելի ցածր ջերմաստիճանայինը, համապատասխանաբար փոփոխվում է նաև փոփոխված ապարների բնույթը:

3. Փոփոխված ապարների առաջացման վերը հիշված հաջորդականութիւն մեջ նկատվում է սերիցիտի չափազանց մեծ դերը: Սերիցիտացումը հատուկ է ստադիաների մեծ մասին. սերիցիտ կա փոփոխված ապարների շատ տիպերի մեջ: Սերիցիտի ալդպիտիմնայունութիւնը ըստ երևույթին պետք է բացատրել նրա առաջացման մեծ ջերմաստիճանային ինտերվալով, ինչպես նաև լուծույթների արկալիական բնույթով, որը պահպանվում է ամբողջ հիդրոթերմալ միներալացման ընթացքում:

4. Հիդրոթերմալ փոփոխված ապարների արտահայտման ինտենսիվութիւնը աճում է ավելի վաղ ստադիաներից դեպի ավելի ուշ ստադիաները: Սակայն գոյութիւն ունի մաքսիմում, որից հետո տեղի է ունենում մերձհանքային փոփոխութիւն ինտենսիվութիւն զգալի նվազում: Ապարների հիդրոթերմալ փոփոխութիւն ամենամեծ ինտենսիվութիւնը համապատասխանում է պղինձ-մոլիբդենային ստադիաներին:

5. Չնայած նրան, որ մերձհանքային փոփոխութիւնը արտահայտվում է ապարների զանազան տիպերում (գրանոցիորիտներ, եղջրաքարեր, դիաբազներ), այնուամենայնիվ փոփոխութիւն բնույթը նրանցում պահպանվում է: Այսպես, օրինակ, սերիցիտացման ժամանակ ավելի հիմքային ապարներում (դիարազներ) առաջանում է մեծ քանակութիւն կարբոնատ, այն ժամանակ երբ ավելի ցածր հիմքային եղջրաքարերում դիտվում է նրա միայն չնչին քանակութիւնը, իսկ թթու գրանոցիորիտներում այն լրիվ բացակայում է:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Наковник Н. И.* Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. Зап. ВМО, № 4, 1958.

Э. А. АРУТЮНЯН

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МАГНИТОРАЗВЕДКИ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ

В 1945 г. Институтом геологических наук АН Армянской ССР было начато систематическое изучение железорудных месторождений Армянской ССР, в котором большое место занимали магниторазведочные работы.

Магниторазведочными исследованиями в период 1945—1954 гг. было охвачено большинство известных железорудных месторождений и проявлений Северной Армении: Цакери-Дош, Мисхана, Беюк-Геогдаг (Ноемберянский район), Агарцин (Иджеванский район), Судагян, Ахавнадзор, Меградзор, Анкаван (Мисхана), Сари-кая (Ахтинский район), Моллакишлаг, Дебаклу (Кироваканский район), Капутан (Котайкский район).

В настоящей статье излагаются результаты магниторазведочных работ по некоторым из исследованных месторождений. На основании комплекса данных магниторазведочных и геологических исследований выясняются перспективы отдельных месторождений и дается направление дальнейших геологоразведочных и магниторазведочных работ. Формулируются выводы о возможностях метода магниторазведки в конкретных условиях железорудных месторождений Армении.

При проведении детальных съемок разбивка поисково-разведочных профилей проводилась перпендикулярно предполагаемому, по геологическим или магниторазведочным данным, простиранию рудных тел. Расстояние между профилями принималось от 25 м до 50 м. Наблюдения по профилям проводились через 10 метров. Для уточнения положения экстремальных значений ΔZ и ΔH часто интервал между двумя точками делился на две или четыре части.

При исследованиях почти всегда применялись магнитометры М-1. Измерялись вертикальная составляющая аномальной магнитной силы ΔZ и горизонтальная составляющая ΔH . Измерение склонения нигде не проводилось, так как разбивка профилей во многих случаях проводилась по буссоли. Измерение склонения затруднялось также большой залесенностью и сложным рельефом почти всех участков съемки. Вследствие этого нами измерялась величина ΔH , а не H_a .

Колебания угла наклона на контрольном пункте никогда не превышали 3—4°. Средние квадратичные погрешности по отдельным месторождениям, вычисленные по данным повторных измерений, меняются в пределах от 80γ до 200γ для ΔZ и от 100γ до 200γ для ΔH .

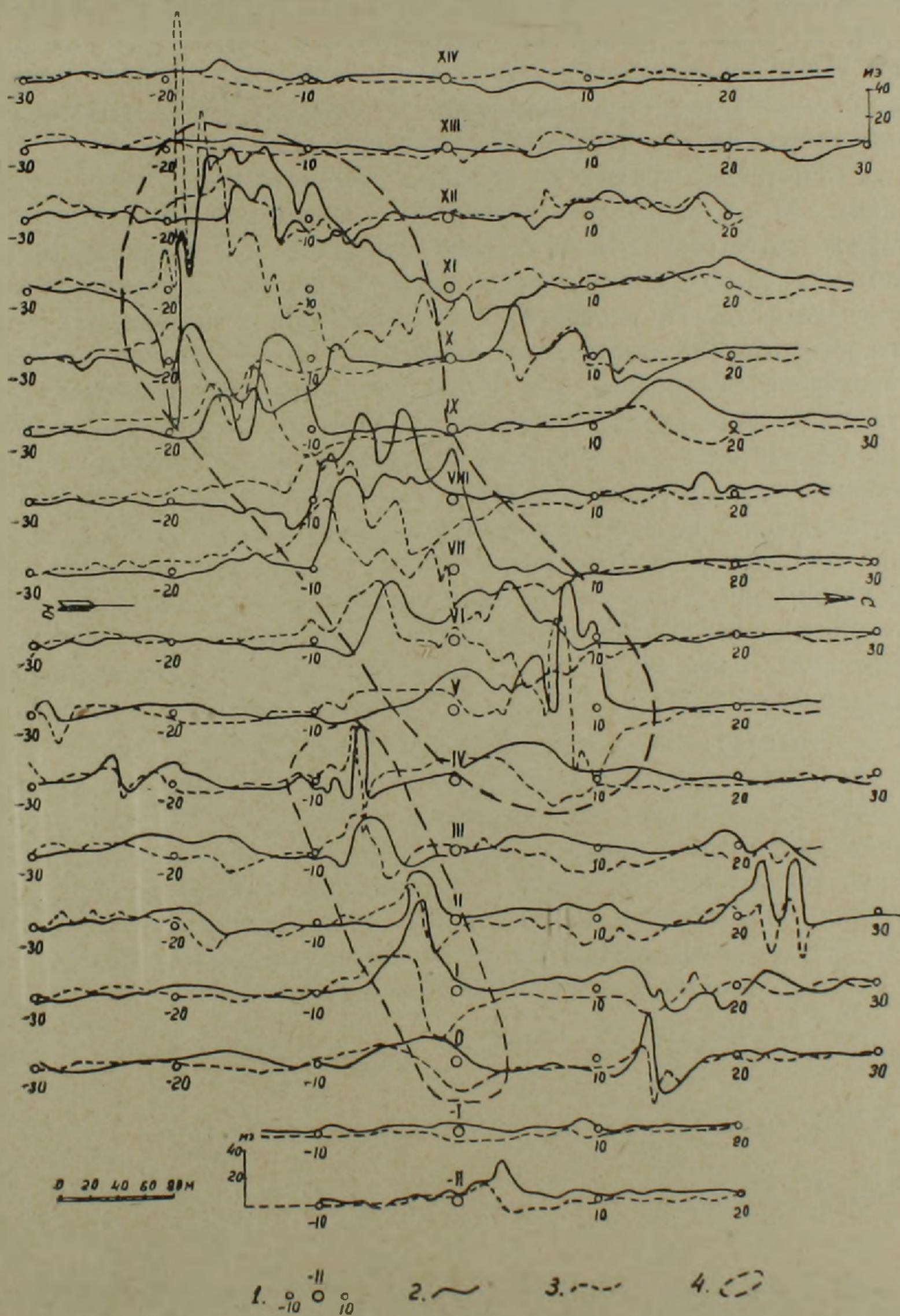
Результаты съемки были представлены в виде магнитных профилей (графиков) и карт изодинам ΔZ и ΔH . Изодинамы проведены через 5 или 10 мэ (в зависимости от интенсивности аномалий), что в 2,5 и более раз превышает приведенные выше значения среднеквадратичных погрешностей.

Для истолкования полученных аномалий нами проводилось также изучение магнитных свойств пород и руд отдельных месторождений. Измерялись магнитная восприимчивость и остаточное намагничение. Полученные данные показывают, что на исследованных нами железорудных месторождениях и проявлениях значительные аномалии могут быть созданы либо магнетитовыми и магнетит-гемагитовыми рудными телами, либо породами со значительной вкрапленностью рудных минералов [5].

1. Месторождение Цакери-Дош находится в Ноемберянском районе, в 3 км к СЗ от с. Кохб. Оно расположено в экзоконтакте Кохбского интрузива кварцевого диорита предсеноманского возраста, который прорывает средне-верхнеюрскую вулканогенную толщу. Участок месторождения сложен порфиритами, туфами, их брекчиями, туффитами и светлосерыми известняками. Содержание железа в рудах колеблется от 25 до 50—60%; из вредных примесей—фосфора мало, серы до 1—2%. Месторождение относится к контактово-метасоматическому типу, но, в основном, формировалось в гидротермальных условиях.

В результате детальных магниторазведочных работ, проведенных на площади 0,6 кв. км, была выявлена довольно широкая (в среднем 100 м и более) аномальная зона, почти прямолинейно вытянутая в юго-западном направлении, более чем на 500 м; интенсивность аномалий ΔZ достигает 100 мэ (фиг. 1, 2). Эта основная аномальная зона разделяется на участке профилей IX—XI на две части, что возможно, находится в связи с некоторым понижением рельефа (овраг) на этом участке. Часть этой аномалии, расположенная между профилями X и XIII, со всех сторон окружена отрицательным полем. Присутствие отрицательных полей и большая интенсивность аномалий свидетельствуют об ограниченном распространении рудных тел на глубину и небольшой глубине залегания. Отсутствие отрицательных полей вокруг другой, более протяженной части аномалии (между профилями III и XI) дает основание сделать предположение о значительно большей протяженности рудных тел на глубину, превышающей ширину зоны в целом. Параллельно указанной зоне расположена вторая зона, меньшая по размерам и интенсивности. Она простирается на 300 м; интенсивность ΔZ не превышает 60 мэ. Выявлены также отдельные,

довольно интенсивные, но малые по линейным размерам аномалии. У некоторых из них на протяжении 10—20 м значение ΔZ меняется от +20 до -20 мэ. Такие аномалии, по всей вероятности, вызваны небольшими рудными телами, быстро выклинивающимися по падению.



Фиг. 1. Магнитные профили ΔZ и ΔH Цакери-Дошского железорудного месторождения. 1) Профили и точки наблюдений; 2) Кривая ΔZ ; 3) Кривая ΔH ; 4) Контур главных аномальных зон.

Карта изодинам ΔZ показывает почти равномерное расположение изодинам с обеих сторон от осей аномалий, что указывает, очевидно, на крутое, близкое к вертикальному падение рудных тел.

Руды по своему составу очень неоднородны: зоны сплошной магнетитовой или гематит-магнетитовой руды перемежаются со скарновыми породами с различным содержанием магнетита. Это хорошо видно также из результатов опробования магнитных свойств пород и руд месторождения. Неравномерность оруденения и включения немагнитных пород сильно осложняют магнитное поле.

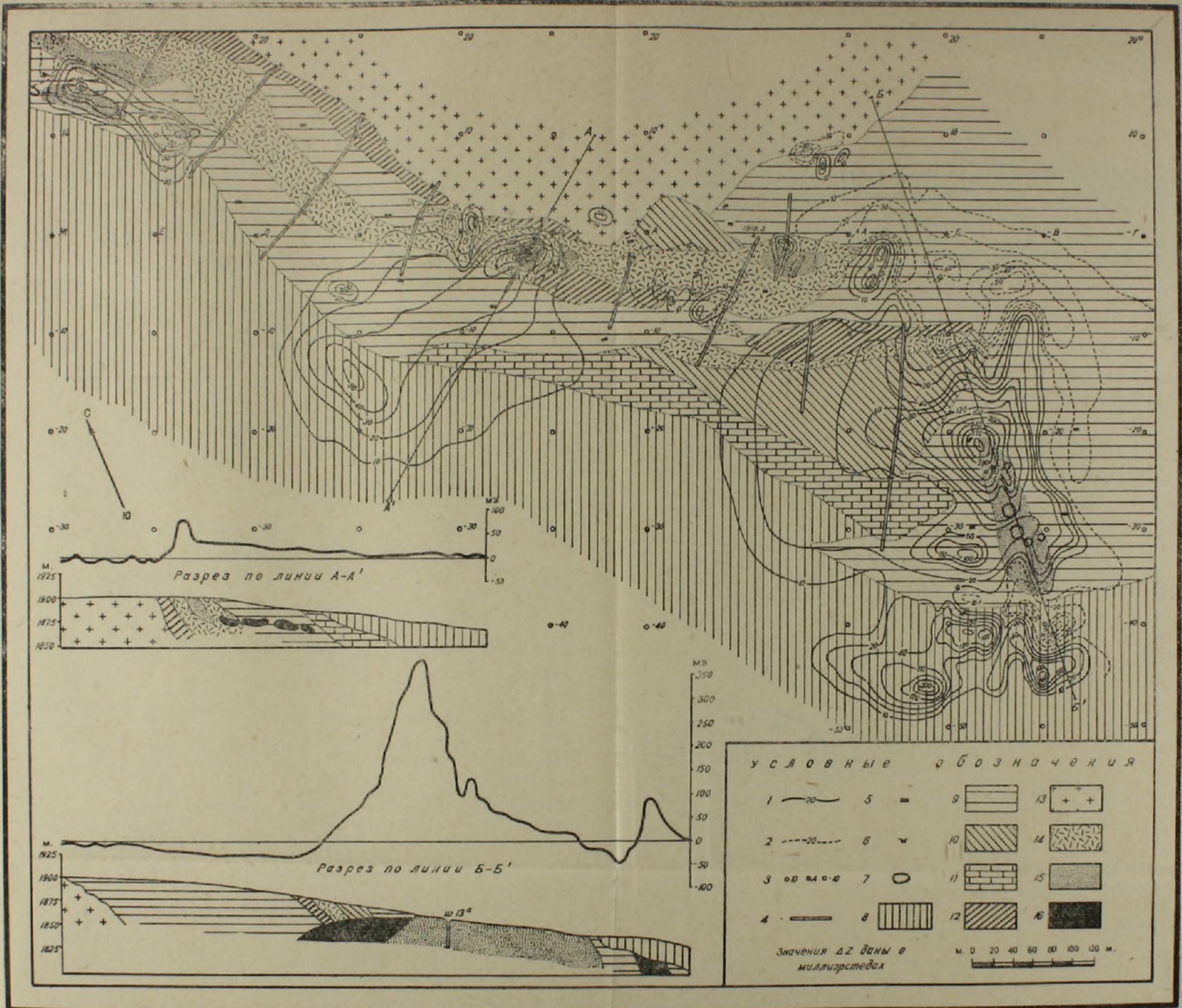
Рассмотрение кривых по профилю VII показывает, что между точками—10 и 3 отмечается несколько максимумов ΔZ , каждому из которых соответствует закономерное изменение ΔH с максимумом и минимумом, расположенными почти симметрично относительно соответствующего ΔZ_{\max} . На основании этого приходим к выводу, что данный профиль в интервале между точками—10 и 3 пересекает несколько изолированных рудных тел. Более отчетливо они выделяются на построенной нами кривой градиента ΔZ (фиг. 3). Судить о горизонтальной и вертикальной мощности отдельных тел по данным магнитной съемки трудно, вследствие резко колеблющихся магнитных свойств руды, сложности рельефа и совокупного действия многих тел. Однако, можно составить некоторое представление о вероятной мощности каждого из них, исходя из кривой градиента по методу, предложенному А. А. Логачевым [1]. При отсутствии в нашем случае резко выраженных отрицательных значений ΔZ можно считать, что положительная часть аномалий вызвана, в основном, верхней поверхностью рудных тел. В этом случае применима формула: $R = \sqrt{x_1^2 - b^2}$ [1], где R —глубина залегания верхней границы рудного тела, x_1 —точка, в которой $\Delta Z = 0,5 \Delta Z_{\max}$, b —половина мощности рудного тела. С учетом того обстоятельства, что ширина аномалий несколько преувеличена за счет неперпендикулярности профилей к простиранию рудных тел, глубина залегания, определенная по некоторым изолированным максимумам, имеет порядок 5—10 м. Исходя из этого, с некоторым приближением для рассматриваемых кривых ΔZ можно применить формулу:

$$Z = 2l \left[\operatorname{arctg} \frac{x+b}{R} - \operatorname{arctg} \frac{x-b}{R} \right] \quad (1)$$

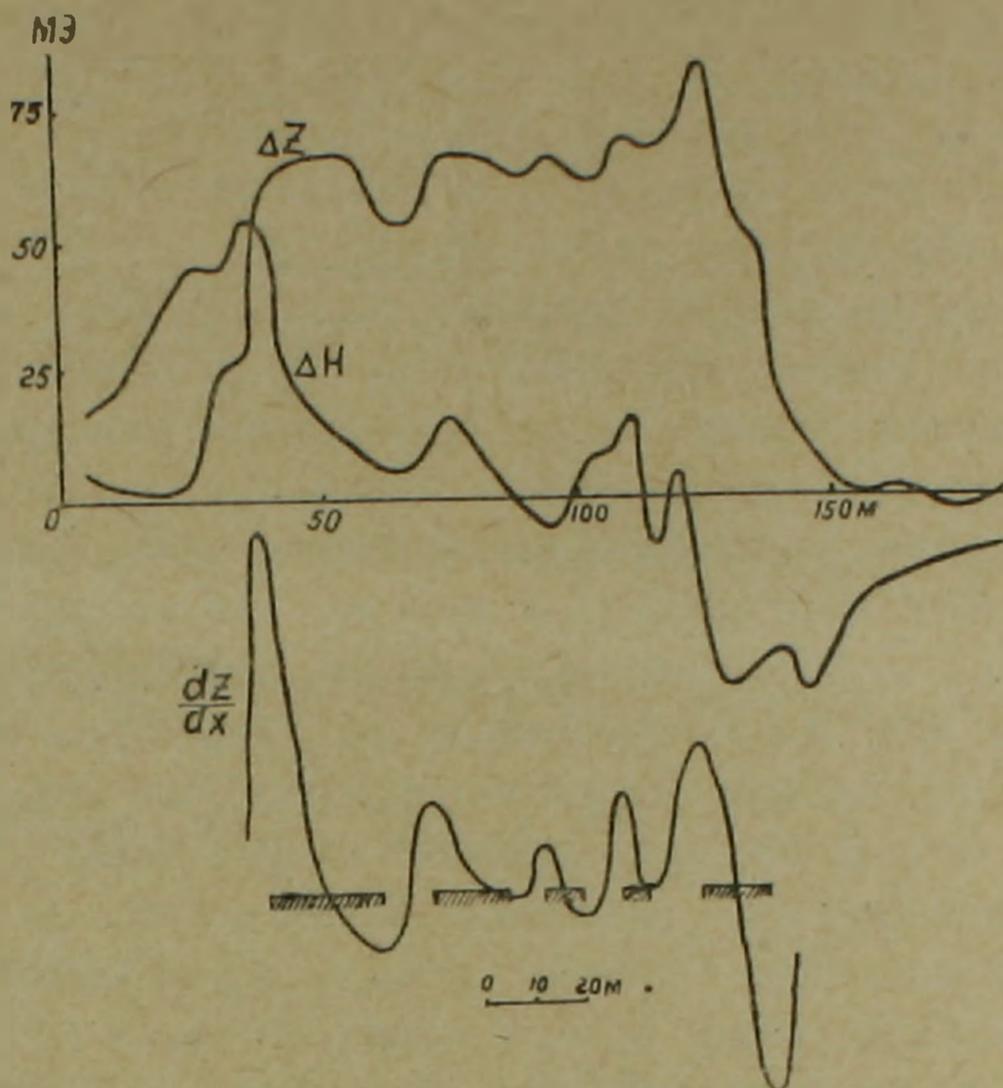
Отсюда формула для кривой градиента будет иметь вид:

$$\frac{dZ}{dx} = 2l \left[\frac{R}{R^2 + (x+b)^2} - \frac{R}{R^2 + (x-b)^2} \right]$$

Для нахождения максимума и минимума этой кривой надо взять производную и приравнять ее нулю. После простых преобразований, предполагая, что $b > R$, приближенно получим: $x \approx \pm b$, т. е. мощность каждого тела приблизительно равна расстоянию между экстремальными значениями кривой градиента.



Фиг. 6. Карта изодинам ΔZ Судагянского железорудного месторождения. 1) Положительные изодинамы ΔZ ; 2) Отрицательные изодинамы ΔZ ; 3) Профиль и точки наблюдений; 4) Канавы; 5) Шурфы; 6) Штольни; 7) Старые выработки; 8) Аллювиальные и делювиальные отложения; 9) Туфопесчаники; 10) Туфосланцы; 11) Известковые, мергелистые и глинистые сланцы; 12) Роговики; 13) Гранодиориты, кварцевые диориты; 14) Эпидот-гранатовые скарны; 15) Железные руды—массивные и вкрапленные; 16) Предполагаемые железорудные тела по магниторазведочным данным (на разрезах).



Фиг. 3. Графики ΔZ и ΔH и кривая градиента по профилю VII месторождения Цакери-Дош.

По проведенному нами подсчету, мощности отдельных рудных тел по профилю VII (фиг. 3) колеблются в пределах от 5 м до 22 м, а суммарная мощность равна 63 м. Учитывая, что профили при нашей съемке проходят под некоторым углом к простиранию рудных тел, надо полагать, что полученная суммарная мощность несколько больше действительной.

Аналогичная картина наблюдается при исследовании кривых по другим профилям; однако проследить простирание отдельных тел от профиля к профилю затруднительно, вследствие того, что интервалы между профилями велики по сравнению с шириной каждой аномалии в отдельности.

Проведенные Армгеолуправлением разведочные работы (были начаты с 1950 г.), запроектированные на основании данных магниторазведочной съемки, подтвердили результаты последней. Оконтуренные горными выработками (4 ш ольни, 1 скважина, шурфы, канавы) 4 рудоносных участка, в основном совпали с интенсивными магнитными аномалиями (фиг. 2). Приведенные на фиг. 2 геологические разрезы уточнены нами на основании данных магниторазведки.

Штольни №№ 1 и 2, пройденные вкрест простирания основной аномальной зоны, вскрыли шесть рудных тел значительных размеров и ряд тел меньших размеров. Штольня № 3, заданная с целью выяснения характера оруденения между штольнями №№ 1 и 2, не встретила оруденения. Это объясняется очевидно тем, что штольня не была доведена до участка магнитной аномалии. Ниже горизонта штоль-

ни № 2 (на 35 м), с целью выяснения наличия оруденения на глубине, пройдена штольня № 4. Она задана в порфиритах и нигде не пересекла руду. Как видно из карты изодинам ΔZ , эта штольня в большей своей части проходит в нормальном поле и лишь в самом конце могла бы подсечь рудное тело.

На основании данных разведки было сделано заключение, что оруденение на участке месторождения представлено гнездообразными телами, причем гнезда имеют небольшие размеры, неправильную форму, разобщены и распределены неравномерно.

В результате детального рассмотрения всех данных разведочных работ И. Г. Магакьян пришел к выводу, что кроме гнезд на участке месторождения имеются крутопадающие трубообразные тела богатых руд, которые вряд ли могут быстро выклиниваться на глубину. Об этом говорят также данные магниторазведочной съемки, по которым установлено, что рудная зона состоит из отдельных рудных тел имеющих почти вертикальное падение и значительное распространение на глубину, превышающее ширину зоны в целом. Отсюда ясно, что на основании отрицательных данных одной штольни (шт. № 4), заданной на участке, где глубина залегания, по-видимому, небольшая, делать вывод об отсутствии оруденения на более глубоком горизонте неправильно и следует продолжать изучение месторождения на глубину.

Необходимо отметить также, что разведочными работами частично изучен лишь участок основной магнитной аномалии и очень мало затронуты относительно небольшие по размерам и интенсивности аномалии, а также слабые аномалии. По данным опробования магнитных свойств пород и руд района, среди последних имеются слабомагнитные гематитовые руды. Отсюда следует, что рудные тела могут быть обнаружены и в местах распространения слабых аномалий. Из сказанного ясно, что перспективы месторождения не являются окончательно выясненными. Необходимо в дальнейшем продолжить разведочные работы и попутное геологическое изучение, которые, несомненно, значительно расширят перспективы месторождения.

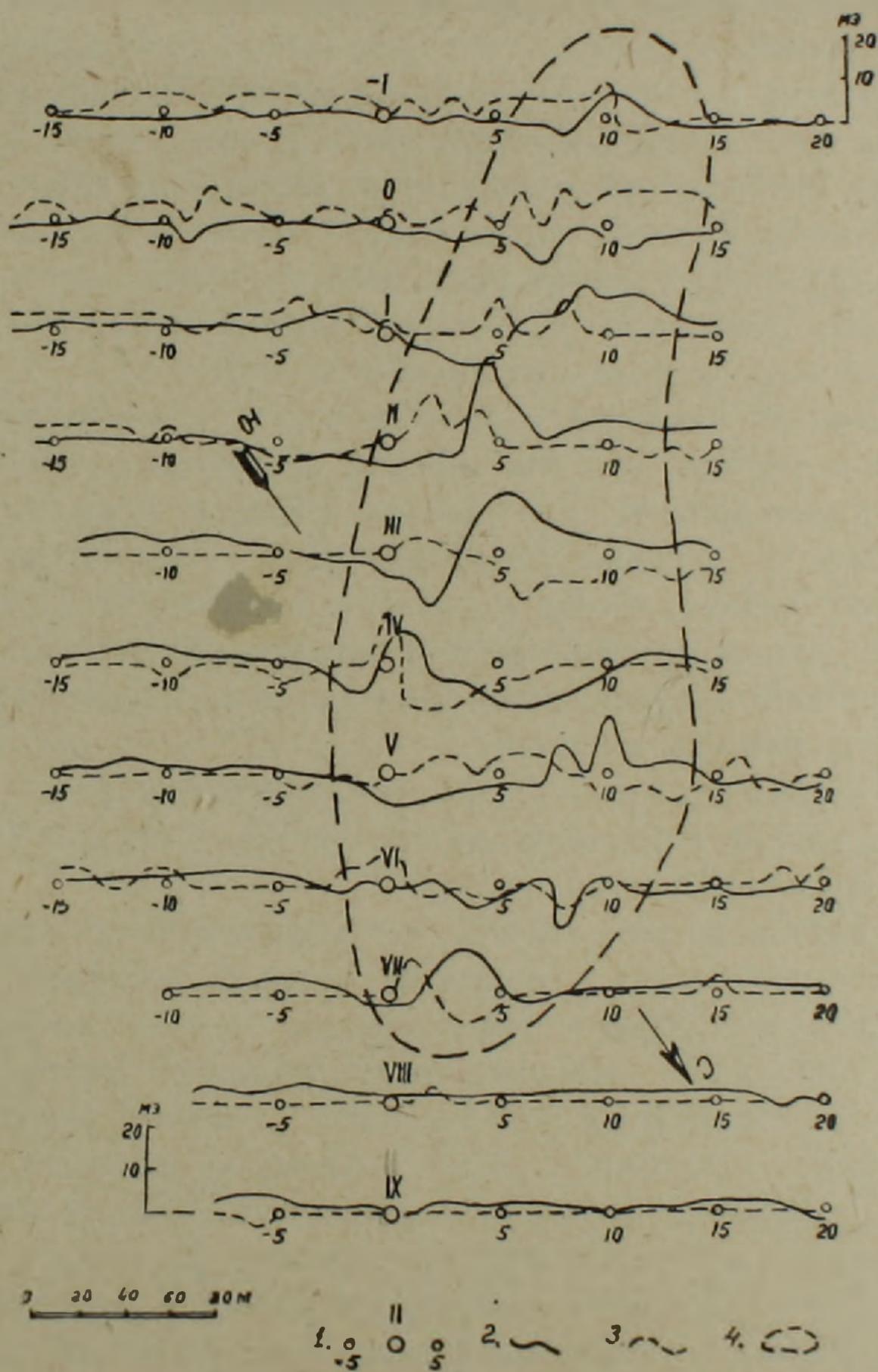
До возобновления разведочных работ было бы целесообразно провести на основном участке месторождения магниторазведочную съемку по более густой сети. Эти дополнительные данные помогли бы точнее оценить запасы месторождения и увереннее направить дальнейшие разведочные работы.

2. Месторождение Мисхана находится в Ноемберянском районе, в 3 км к западу от с. Джуджеванк и в 9 км от районного центра Ноемберян.

Участок месторождения расположен вблизи восточного контакта Кохбской интрузии кварцевого диорита и сложен средне- и верхнеюрскими порфиритами с отдельными пачками известняков и туфов. Генетически месторождение образовалось в контактовой скарновой зоне, в основном, в гидротермальных условиях.

В результате детальной магниторазведочной съемки, проведенной на площади около 0,2 кв. км, на месторождении Мисхана были выявлены две небольшие полосы слабых, нечетко выраженных аномалий с интенсивностью, в максимуме достигающей для ΔZ 20 мэ, а для ΔH 12 мэ (фиг. 4).

Полученные данные недостаточны для уверенных выводов относительно элементов залегания рудных тел. Оси аномалий имеют при-



Фиг. 4. Магнитные профили ΔZ и ΔH Мисханского железорудного месторождения. 1) Профили ξ и точки наблюдений; 2) Кривые ΔZ ; 3) Кривые ΔH ; 4) Контур аномальной зоны.

близительно ЮЗ—СВ простирание, падение тел, вероятно, крутое северо-западное. Слабая интенсивность аномалий, по-видимому, обусловлена преимущественно гематитовым характером оруденения. Из результатов опробования магнитных свойств руд месторождения также

следует, что здесь нельзя ожидать сильных аномалий. В этом свете слабые аномалии представляют несомненный интерес.

Армгеолуправление попутно с разведкой месторождения Цакери-Дош в 1950—51 гг. проводило небольшие наземные горные работы также на Мисханском месторождении. Этими работами было вскрыто линзообразное тело СВ простирания, прослеженное на 200 м при ширине в среднем 20 м и мощности 5 м, а также отдельные прожилки гематита незначительной мощности. Линзообразное тело, вскрытое шурфами, полностью совпадает с полученной аномальной полосой между профилями 0 и III и имеет такое же простирание (фиг. 5).

Так как месторождение магниторазведкой изучено недостаточно подробно, до продолжения разведочных работ желательно проведение магнитной съемки по значительно более густой сетке, обеспечивающей выявление всех существующих осей аномалии, причем для получения более отчетливых результатов нами рекомендуется применение более точного прибора—магнитометра М-2.

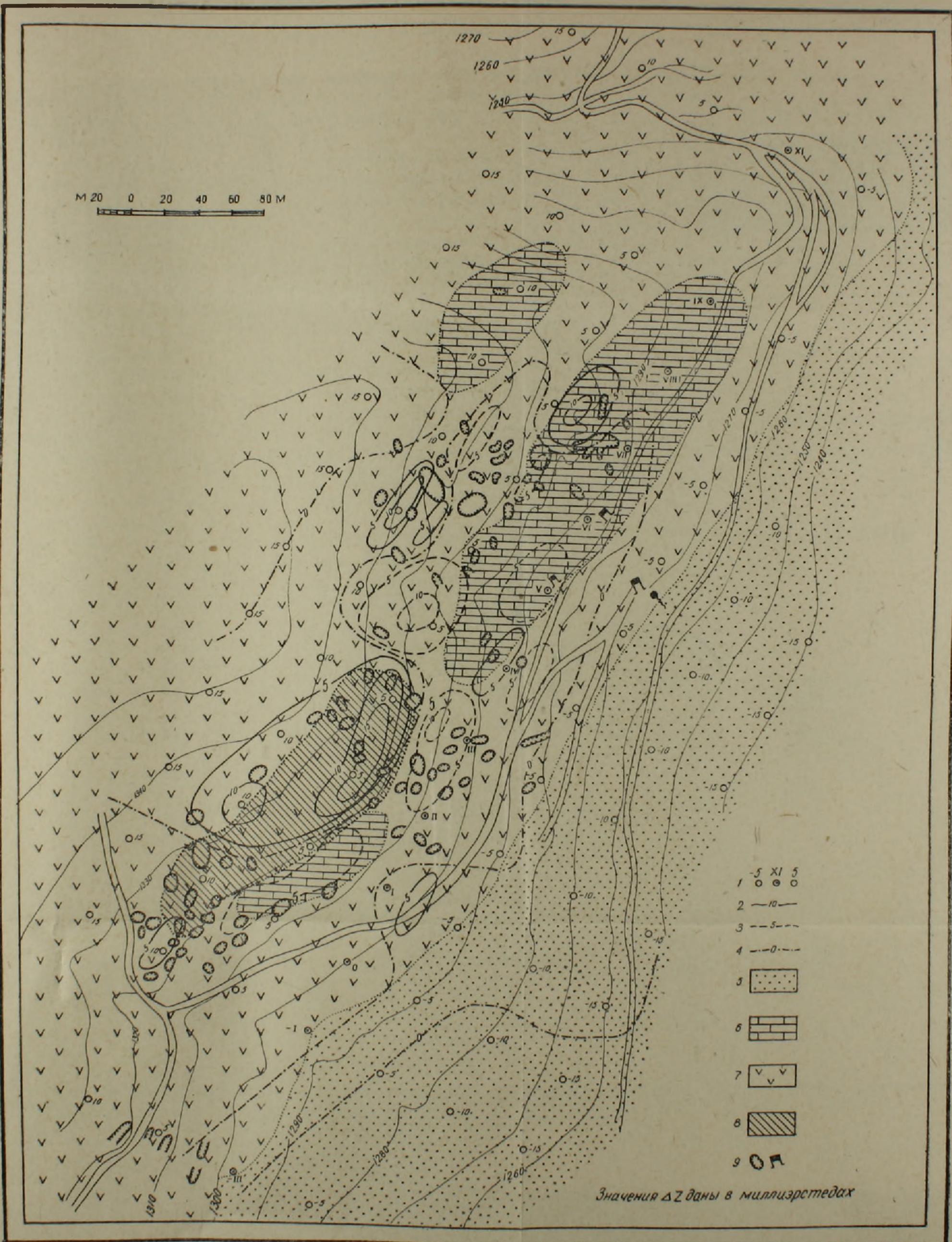
На основании имеющихся геологических и магнитометрических данных можно сказать, что Мисханское месторождение по своему масштабу гораздо меньше, чем Цакери-Дошское. Однако руда месторождения богатая, вредных примесей мало, месторождение имеет благоприятные экономические условия и оно вместе с месторождением Цакери-Дош и другими месторождениями Кохбской контактовой зоны (Бовери-Гаш, Карцах, Беюк-Геог-даг и др.) может явиться объектом, заслуживающим внимания.

3. Месторождение Судагян. Месторождение расположено у магистральной шоссеиной дороги Ереван—Севан в 1,5 км к СЗ от с. Ахта, на горе Судагян.

Район месторождения сложен метаморфическими сланцами нижнего палеозоя-допалеозоя, которые на участке месторождения перекрываются туфопесчаниками, туфосланцами и известковистыми, мергелистыми, глинистыми сланцами верхнемелового возраста. Все эти образования прорваны интрузией кварцевого диорита-гранодиорита третичного возраста. Главным рудным минералом является магнетит; в небольшом количестве встречается вторичный гематит (мартит). Содержание железа в руде составляет в среднем 40—45%, вредных примесей мало. Месторождение генетически является характерным представителем контактово-метасоматических месторождений железа.

Детальной магниторазведочной съемкой, проведенной на площади 1 кв. км, на месторождении, в основном, выявлены четыре отдельные аномалии (I, II, III, IV), составляющие как бы единую аномальную зону, простирающуюся в северо-западном направлении вдоль экзоконтактовой полосы интрузии, на расстоянии более 1 км. Наиболее интенсивные аномалии I и II расположены в юго-восточной части месторождения (фиг. 6).

Полученные аномалии характеризуются наряду с положительными значениями ΔZ , также и отрицательными, однако отрицательные



Фиг. 5. Карта изодинам ΔZ Мискханского железорудного месторождения. 1) Профиль и точки наблюдений; 2) Положительные изодинамы ΔZ ; 3) Отрицательные изодинамы ΔZ ; 4) Нулевая изодинама ΔZ ; 5) Аллювиально-делювиальные отложения; 6) Метаморфизованные известняки; 7) Туфогенные породы порфириты и туфопорфириты; 8) Рудное тело, оконтуренное ГРП в 1952 г.; 9) Старые выработки.

поля ΔZ , имеют гораздо меньшее площадное распространение и меньшую величину интенсивности. Это дает основание сделать предположение о довольно значительной протяженности на глубину рудных тел, создающих аномалию. Большая интенсивность аномалий, особенно в юго-восточной части месторождения, свидетельствует о небольшой глубине залегания рудных тел.

По данным магниторазведочной съемки можно заключить, что наибольший интерес представляет юго-восточная часть месторождения, где на участке аномалии II можно предполагать погружение рудных тел в западном направлении.

Исследование кривых ΔZ и ΔH , а также рассмотрение карт изодинам ΔZ и ΔH показывает, что положению осей, переходящих через максимумы ΔZ (в особенности для аномалий, расположенных в юго-восточной части участка) соответствуют переходы от максимальных значений ΔH к минимальным. Это позволяет сделать вывод о наличии отдельных гнездообразных тел.

Опробование магнитных свойств пород и руд месторождения показало, что имеют место очень резкие колебания магнитных свойств магнетитовой руды. Это обстоятельство, а также влияние рельефа, и одновременное действие многих отдельных тел сильно осложнили форму кривых, что затрудняет возможность использования данных магниторазведочной съемки для количественных расчетов. Поэтому, сделанные нами небольшие расчеты, приведенные ниже, являются весьма приближенными.

Нами сделана попытка количественного расчета для центральной части аномалии II, имеющей примерно изометрическую форму. Учитывая, что графики ΔZ и ΔH для этой части соответствуют теоретическим кривым для однородного намагниченного шара, при расчетах нами принята форма возмущающего тела в виде шара, тем более, что по магниторазведочным и геологическим данным морфологически рудные тела представлены преимущественно линзами и гнездами. В качестве исходного графика принят график по профилю—XXI, проходящему через эпицентр аномалии (фиг. 7).

Для тел сферической формы имеем:

$$R = \frac{x}{\sqrt{2}}, M = \frac{Z_{\max} \cdot R^3}{2}, r = \sqrt{\frac{3M}{4\pi I}}, \quad (1)$$

где x — абсцисса точки, при $Z = 0$, r — радиус шара, M — магнитный момент шара, I — интенсивность намагничения, R — глубина залегания центра шара.

Для нашего случая $x = 90$ м, $Z_{\max} = 0,38$ э, $I = I_i + I_r = 0,1$ сГс \cdot м*.

Подставляя эти значения в формулы, получаем: $R = 64$ м, $r = 49$ м.

Глубина залегания верхней границы может быть оценена весьма

* Для I взято среднее значение по результатам опробования x и I_r 10 образцов руд месторождения.

приближенно, как разность глубины залегания центра шара R и его радиуса r . Низкая точность определения глубины верхней границы указанным способом является следствием отождествления реального тела с идеальным шаром. Для нашего случая глубина залегания верхней границы получается равной 15 м. Также весьма приближенно объем рудного тела будет: $V = \frac{4}{3} \pi r^3 = \frac{4}{3} \cdot 3,14 \cdot 49^3 = 480000 \text{ м}^3$; масса же тела при плотности 4 г/см^3 составит около двух миллионов тонн. Так как общая площадь наиболее интенсивных аномалий примерно в 4—5 раз больше аномальной площади, для которой приведен расчет, можно весьма грубо ориентировочно принять, что запасы месторождения составляют не менее 6—7 миллионов тонн руды.

Мы пытались вычислить также глубину залегания верхней кромки в западной части аномалии II, где нами предполагается погружение рудных тел на глубину. Здесь аномалия выражена относительно слабыми изменениями поля и пологими максимумами. По общему характеру магнитного поля и имеющимся данным о глубине верхней кромки для восточной части аномалии, можно полагать, что рассматриваемая аномалия вызвана телом, распространение которого в глубину и горизонтальная мощность в несколько раз превосходят глубину залегания верхней кромки. Это позволяет для определения верхней кромки в этой части аномалии пользоваться методом первой производной, предложенным А. А. Логачевым [2]. По этому методу глубина залегания магнитных масс вычисляется по формуле:

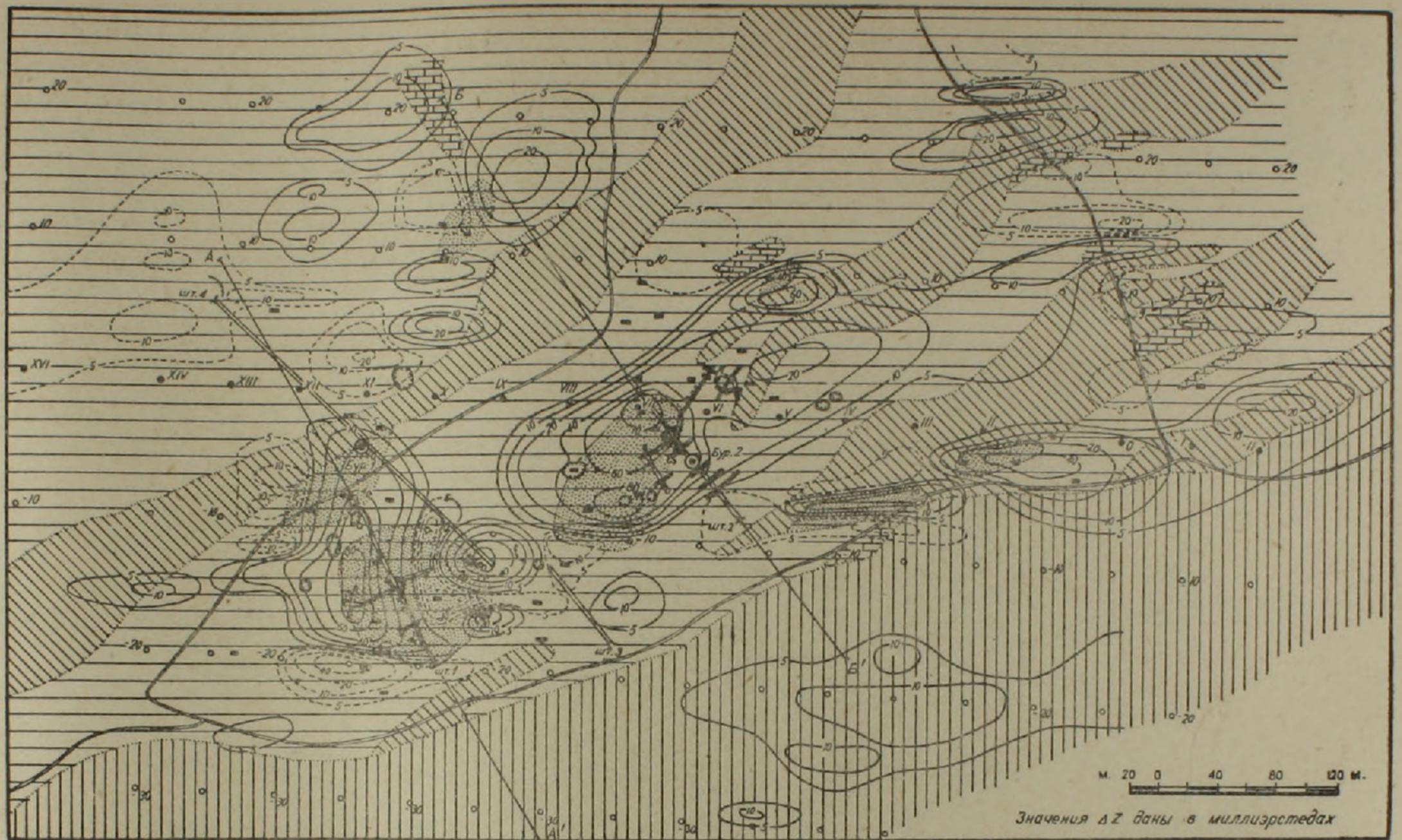
$$h = \frac{Z_2}{Z_1 - Z_2} \Delta h, \quad Z_1 \text{ -- производная в точке перегиба кривой } Z; \quad Z_2 \text{ --}$$

производная в точке перегиба кривой Z , перевычисленной на новую высоту, отличную от исходной на величину Δh . Для определения глубины залегания достаточно вычислить градиенты в точках перегиба кривой Z для исходного и нового уровней. Вычисления градиентов проводились для одних и тех же интервалов, поскольку известно, что положение точек перегиба на новом уровне почти не меняется. Принимая во внимание, что в нашем случае аномалия не имеет ярко выраженного простирания, для вычисления Z на новом уровне мы пользовались палеткой для случая трехмерной задачи [2].

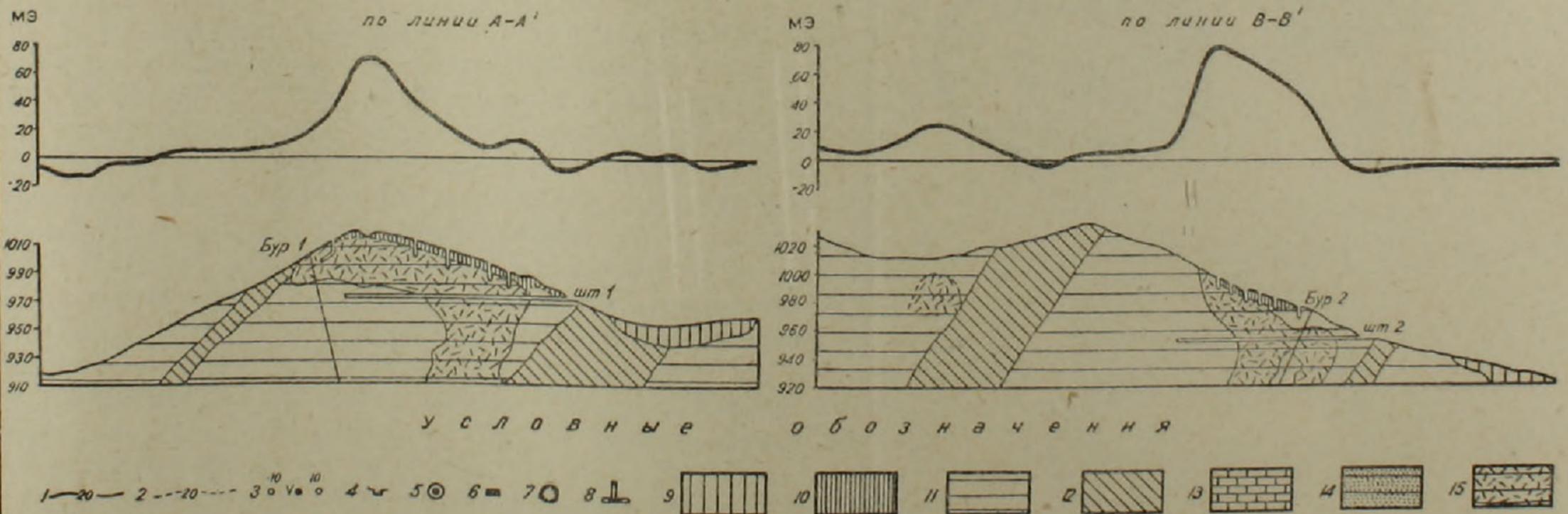
Среднее значение глубины верхней кромки, вычисленное указанным способом по двум ветвям профиля—VIII, получилось равным:

$$h = 0,5 (30 + 25) = 27,5 \text{ м.}$$

На основании магниторазведочных и геологических данных месторождение Судагян было рекомендовано для постановки разведочных работ. В 1950 г. геологоразведочной партией Армгеолуправления в северо-западной части месторождения была пройдена штольня глубиной в 54 м, а в юго-восточной части—на участке наиболее интенсивных аномалий—глубокий шурф (20,6 м); были пройдены также канавы и неглубокие шурфы. Штольня была задана по простиранию

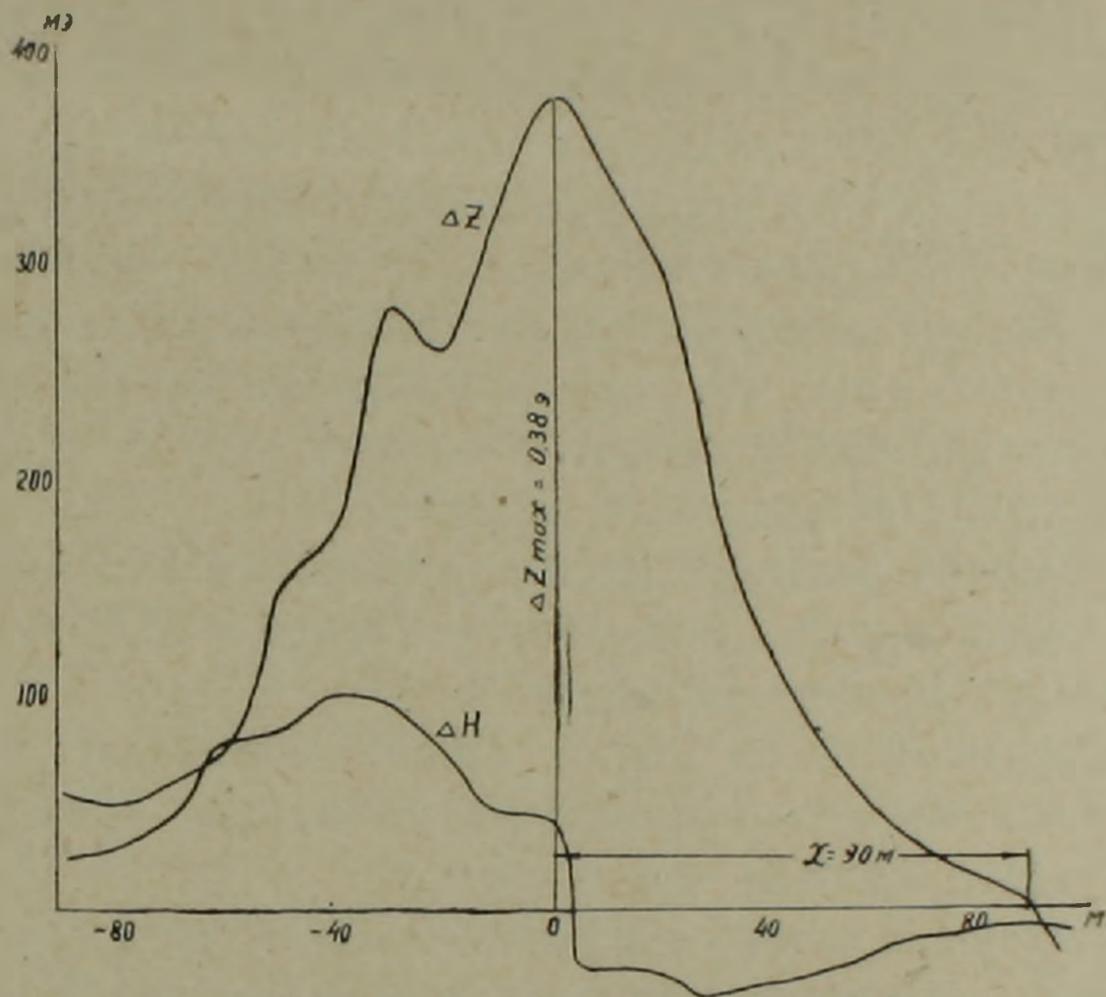


геологические разрезы и графики ΔZ



Фиг. 2. Карта изодинам ΔZ железорудного месторождения Цакери-Дош. 1) Положительные изодинамы ΔZ ; 2) Отрицательные изодинамы ΔZ ; 3) Профиль и точки наблюдений; 4) Штольни; 5) Буровые скважины; 6) Шурфы; 7) Старые выработки; 8) Оруденелые участки штолен; 9) Аллювиально-делювиальные отложения; 10) Старый отвал; 11) Лорфириты; 12) Брекчии порфиритов и туфов (туфобрекчии); 13) Известняки риффовые; 14) Участки выходов рудоносных пород на поверхности; 15) Участки рудоносных пород по разведочным и магнитометрическим данным.

аномальной зоны. Указанный глубокий шурф (№ 13а) сначала встретил под наносами вкрапленное оруденение, переходящее книзу в прожилковое, а с глубины 12 м прошел по массивной магнетитовой руде, в которой был приостановлен из-за притока грунтовых вод. Этот шурф был задан почти в центре аномалии, для которой нами сделаны приведенные выше расчеты. Как видим, полученное путем расчетов значение глубины верхней границы (15 м) мало отличается от фактической глубины, установленной проходкой шурфа (12 м).



Фиг. 7. Графики ΔZ и ΔH по профилю — XXI месторождения Судагян.

В результате разведочных работ на Судагянском месторождении выделены четыре рудоносных участка, оговорены и учтены при подсчете запасов 32 рудных тела. В северо-западной части месторождения кроме линзообразных рудных тел отмечаются также пластообразные тела, часто переходящие во вкрапленный тип оруденения, а в юго-восточной части — рудные тела имеют форму линз, гнезд и штокверков. Мощность рудных тел в северо-западной части доходит до 6 м, а в юго-восточной — до 20 м. Разведка месторождения была прекращена по техническим причинам, в силу невозможности ручной проходки.

Разведочные работы на месторождении вполне подтвердили данные магниторазведочной съемки, что видно на карте изодинам ΔZ с геологической основой месторождения (фиг. 6). Приведенные здесь геологические разрезы уточнены нами на основании данных магниторазведочных работ.

По подсчетам геологоразведочной партии ориентировочные запасы до глубины 75 м составляют 5 млн. тонн руды. Руды легко обогащаемые; месторождение может разрабатываться открытыми работами до 50—60 м. По данным предварительных разведочных работ ору-

денение неравномерное, рудные тела, в основном, небольшие и разрозненные. Однако проведенный объем разведочных работ оказался недостаточным для выяснения характера оруденения на глубине. По полученным магниторазведочным данным, наибольшее внимание должна привлечь аномалия II, особенно ее западная часть, выраженная относительно слабыми изменениями поля. Здесь можно ожидать оруденение на глубине. По приведенным выше приближенным расчетам, глубина верхней кромки рудных тел в этой части составляет около 30 м. Если подтвердится это предположение, то запасы месторождения должны намного увеличиться. Кроме того разведочными работами проверены лишь небольшие участки магнитных аномалий, особенно на юго-восточном и центральном участках (аномалии I, III), и, по всей вероятности, приведенные выше запасы возрастут также за счет неразведанной аномалии I и юго-западной части (аномалии III). Из всего сказанного ясно, что перспективы месторождения нельзя считать окончательно выясненными и следует рекомендовать дальнейшее продолжение разведочных работ.

При дальнейшей разведке месторождения мы рекомендуем:

1. Продолжить магниторазведочную съемку в юго-восточной части месторождения (южнее аномалии I).

2. Продолжить шурф № 13а (в районе аномалии II). Если по техническим причинам нет возможности увеличить проходку, то на этом участке задать буровые скважины.

3. На аномалии II задать скважины по двум-трем широтным разведочным линиям с постепенным смещением скважин от центра аномалии на запад.

4. В зонах максимумов ΔZ аномалии I задать шурфы с целью вскрытия рудных тел.

5. На аномалии I задать несколько скважин с целью прослеживания рудных тел в западном направлении.

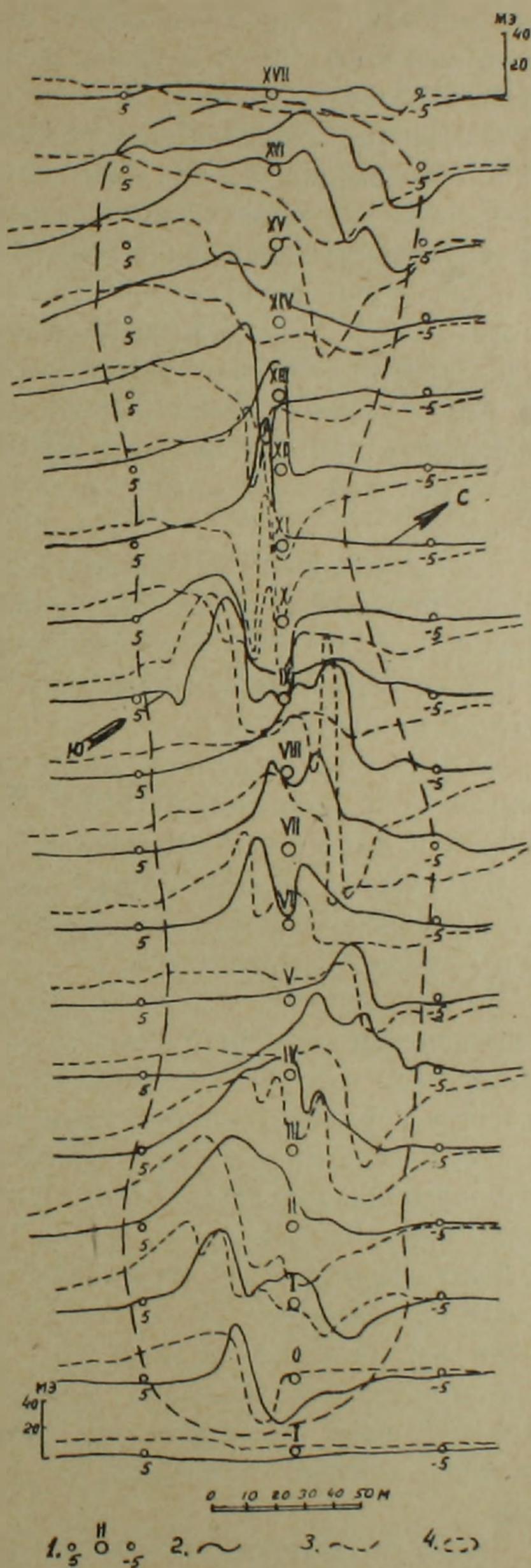
4. Месторождение Ахавнадзор. Месторождение расположено в Ахтинском районе, в 0,3 км к СЗ от с. Ахавнадзор и в 13 км к СЗ от с. Ахта.

Участок месторождения сложен известняками и вулканогенными породами нижнего палеозоя-допалеозоя, прорванными интрузией кварцевого диорита. Зона оруденения расположена непосредственно в экзоконтакте интрузии и протягивается в СЗ направлении на расстоянии более 300 м. Главным рудным минералом является магнетит. Встречаются гематит, халькопирит и пирит. Месторождение относится к контактово-метасоматическому типу.

Детальной магниторазведочной съемкой, проведенной на площади около 0,2 кв. км, на месторождении Ахавнадзор была выявлена, прямолинейно тянущаяся в северо-западном направлении, аномальная полоса длиной в 400–450 м (фиг. 8). Ширина изменяется от 40 м до 90 м. Оси отдельных аномалий имеют также в общем северо-западное (в северо-западной и юго-восточной частях участка близкое к

северному) направление. Полученные аномалии характеризуются резкой изменчивостью магнитного поля, что, очевидно, также вызвано имеющим место непостоянством магнитных свойств, влиянием рельефа и одновременным действием многих изолированных рудных тел. Интенсивность аномалий ΔZ в максимуме достигает 80 мэ. Площадь и интенсивность отрицательных полей небольшие. Только между профилями IX и XII отрицательное поле ΔZ достигает значительных размеров и интенсивности (до 70 мэ). Большая интенсивность аномалий и наличие отрицательных полей свидетельствуют о небольшой глубине залегания и небольшом распространении на глубину рудных тел в этой части участка. По данным съемки, наибольшего внимания заслуживает юго-восточная часть месторождения (между профилями I и V), где отрицательные поля имеют небольшое распространение. Рассматривая кривые по профилям и карты изодинам, можно сделать вывод о кулисообразном расположении рудных тел. Почти симметричное расположение изодинам ΔZ и ΔH по отношению к оси аномалии с некоторым разрежением с северо-востока на юго-запад говорит о юго-западном крутом падении рудных тел.

В 1950 г., параллельно с разведкой месторождения Судаган, небольшими разведоч-



Фиг. 8. Магнитные профили ΔZ и ΔH Ахавнадзорского железорудного месторождения. 1) Профили и точки наблюдений; 2) Кривая ΔZ ; 3) Кривая ΔH ; 4) Контур аномальной зоны.

ными работами изучалось также месторождение Ахавнадзор. Было задано несколько канав и одна разведочная штольня, которая была приостановлена на глубине 20 м.

Указанные поисково-разведочные выработки подтвердили данные магниторазведочной съемки—все они встретили руду. На основании проведенных небольших работ разведчики пришли к выводу о целесообразности продолжения на месторождении поисково-разведочных работ для полного выявления характера оруденения и перспектив месторождения. С этим выводом надо полностью согласиться, ибо наличие на месторождении интенсивных аномалий, высокое качество руд, благоприятные экономические условия вызывают интерес к месторождению, которое вместе с другими месторождениями Мармарикской надвиговой зоны может увеличить перспективы района в целом на железо.

При дальнейших разведочных работах рекомендуем заложить несколько буровых скважин, вертикальных или с наклоном к востоку, глубиной порядка 50—75 м. Скважины следует заложить в первую очередь на указанном выше наиболее перспективном участке, в 10—20 м к западу от максимума.

5. Месторождение Меградзор. Месторождение открыто геологом А. Г. Мидяном в 1949 г. Расположено в Ахтинском районе, в 1,5 км к ЮЗ от с. Меградзор и в 20 км к западу от с. Ахта.

На участке месторождения развиты метаморфические сланцы нижнего палеозоя-допалеозоя, прорванные третичной интрузией кварцевого диорита-гранодиорита.

Содержание Fe в руде колеблется от 20 до 60% в зависимости от степени насыщенности сланцев магнетитом. По минералогическому составу руда относится к кварц-магнетитовому типу. Месторождение относится к высокотемпературным гидротермальным образованиям.

Детальной магниторазведочной съемкой на двух участках этого месторождения (на двух бортах ущелья Айдин-Дзор) общей площадью около 0,2 кв. км выявлены аномалии значительной площади с общим юго-восточным простиранием, интенсивность которых в основном не превышает 20—30 мЭ (в отдельных точках доходит до 45—50 мЭ). Падение рудных тел, по данным магниторазведочной съемки, почти вертикальное, с некоторым уклоном на юго-запад. Магнитное поле месторождения сложное, вследствие влияния тех же факторов, которые отмечались на рассмотренных выше месторождениях.

Судя по интенсивности и характеру полученных аномалий, они, по-видимому, вызваны мелкими рудными телами—небольшими жилами и прожилками кварц-магнетитового состава, разбросанными на значительной площади в толще метаморфических сланцев, а также вкрапленностью магнетита в сланцах. Небольшие размеры и сравнительно слабая интенсивность отрицательных полей дают основание

сделать предположение о крутом падении и значительной глубине распространения рудной зоны.

На основании предварительных полевых данных магниторазведочных работ, по профилям магнитных наблюдений геологоразведочной партией было пройдено несколько канав, которые вскрыли в метаморфических сланцах ряд рудных тел, представленных жилами и прожилками кварц-магнетитового состава. Широко развита вкрапленность магнетита в сланцах. На основании данных наземных выработок, геологами партии был сделан вывод, что кварц-магнетитовые жилы, в основном, маломощны, по простиранию быстро выклиниваются и неравномерно развиты на большой площади в толще безрудных метаморфических сланцев. Исходя из этого, они пришли к заключению, что месторождение не перспективное.

Магниторазведочной съемкой установлены аномалии на значительной площади. Судя по полученным аномалиям, глубина распространения рудной зоны значительная. Экономика месторождения благоприятная. По нашему мнению, судить окончательно о перспективах месторождения, исходя из произведенного объема разведочных работ преждевременно.

В ы в о д ы

1. Как видно из приведенных, а также из имеющихся у нас данных по другим месторождениям и проявлениям, при проведении магниторазведочных работ на железорудных месторождениях и проявлениях Армении имеет место влияние следующих факторов, искажающих и осложняющих магнитное поле:

а) Наличие мелких изолированных рудных тел, близко расположенных одно от другого.

б) Непостоянство магнитных свойств рудного материала.

в) Сильно пересеченный горный рельеф местности.

Одновременное влияние всех этих факторов затрудняет или часто практически исключает возможность проведения количественных расчетов, а иногда осложняет даже качественные выводы.

2. Детальная магниторазведочная съемка почти на всех исследованных нами железорудных месторождениях дала контуры отдельных тел, зон оруденения в целом, а также указания о простирании и падении рудных тел. Этого вполне достаточно для постановки геологоразведочных работ. В отдельных случаях, несмотря на наличие отмеченных искажающих и осложняющих факторов, оказалось возможным произвести некоторые приближенные расчеты по определению размеров и глубин залегания рудных тел, результаты которых довольно хорошо совпадают с данными разведочных работ (месторождения Цакери-Дош и Судагян).

3. На основе данных магниторазведочной съемки, на наиболее перспективных Цакери-Дошском и Судагянском железорудных место-

рождениях в 1950 г. Армгеолуправлением были запроектированы и проведены разведочные работы. Последние подтвердили данные магниторазведочной съемки. Однако, на обоих месторождениях, по разным причинам, разведочные работы не были доведены до конца. Были проверены не все аномалии, в том числе совершенно не затронуты слабые аномалии. Кроме того, этими работами месторождения изучены на глубину недостаточно. Необходимо в дальнейшем продолжить разведочные работы, которые, несомненно, значительно расширят перспективы месторождений.

После Судагянского и Цакери-Дошского месторождений, по магниторазведочным и геологическим данным, наибольшего внимания заслуживают Капутанское месторождение магнетит-апатитовых руд [6] и Агарцинское месторождение магнетитовых песчаников. Необходимо проведение на них дальнейших разведочных и магниторазведочных работ*.

Железорудные месторождения Мисхана, Ахавнадзор и Меградзор по своим масштабам значительно меньше месторождений Цакери-Дош, Судагян, а также Капутан и Агарцин. На них проведены небольшие разведочные работы, подтвердившие данные магниторазведочной съемки. Дальнейшие разведочные работы дадут возможность окончательно выяснить перспективы этих месторождений.

4. Накопившийся к настоящему времени опыт и положительные геологические результаты ряда проведенных работ позволяют, несмотря на сложность геолого-физических условий, рекомендовать широкое применение метода магниторазведки для исследования железорудных месторождений и проявлений в Армении.

Некоторые из исследованных нами железорудных месторождений Армении, изученные предварительными разведочными работами, уже сейчас представляют определенный интерес для промышленности. Железные руды месторождений Судагян, Цакери-Дош, Агарцин (руды последнего титан- и ванадийсодержащие) и некоторых других, а также выявленных новых месторождений Зангезурского рудного района могут быть использованы для организации производства в республике качественных сталей и сплавов. Для этого республика располагает всеми необходимыми условиями — наряду с железными рудами на территории Армянской ССР известны также месторождения молибдена, хрома и марганца.

В этом аспекте проведенное изучение железорудных месторождений Армении можно рассматривать как необходимый этап на пути создания сырьевой базы для местной металлургической промышленности. Дальнейшее комплексное изучение месторождений железа с производством на них детальных магниторазведочных и геологораз-

* Результаты работ на этих месторождениях в статье не приведены.

ведочных работ, несомненно, расширит сырьевые ресурсы железных руд и ускорит вовлечение их в народное хозяйство республики.

Институт геологических наук
АН АрмССР

Поступила 1 III 1959

Է. Հ. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

ՄԱԿՆԻՍԱԿԱՆ ՀԵՏԱԿՈՒԶՈՒԹՅԱՆ ԿԻՐԱՌՄԱՆ ՓՈՐՁԸ ՀՅՈՒՄԻՍԱՅԻՆ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԵՐԿԱԹԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՎՐԱ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայկական ՍՍՌ Գիտությունների ակադեմիայի Երկրաբանական ինստիտուտը 1945 թ. սկսել է սիստեմատիկորեն զբաղվել Հայաստանի երկաթի հանքավայրերի ուսումնասիրությամբ: Այդ ուսումնասիրությունների ժամանակ մեծ տեղ են գրավել մագնիտահետախուզական աշխատանքները:

1945—1954 թթ. ընթացքում մագնիտոմետրական հետազոտություններով ընդգրկվել են Հյուսիսային Հայաստանի երկաթի հայտնի հանքավայրերի և երևակումների մեծ մասը:

Հողվածում շարադրված են մագնիտահետախուզության տված արդյունքները այդ հանքավայրերից մի քանիսում:

Մանրամասն հանույթ կատարելիս հետախուզական պրոֆիլների միջև հեռավորությունը ընդունվել է 25 մ մինչև 50 մ. դիտարկումները պրոֆիլների վրա կատարվել են յուրաքանչյուր 10 մ հետո, իսկ անհրաժեշտության դեպքում ավելի հաճախ: Հետազոտությունները համարյա միշտ կատարվել են M-1 մագնիտոմետրի օգնությամբ: Չափվել են անոմալ մագնիսական դաշտի ուղղահայաց բաղադրիչը ΔZ և հորիզոնական բաղադրիչը ΔH :

Մագնիտոմետրական հանույթի արդյունքները ներկայացված են ΔZ -ի և ΔH -ի գրաֆիկների և իզոդինամների քարտեզների ձևով:

Ստացված տվյալների հիման վրա հեղինակը հանդում է հետևյալ եզրակացություններին՝

1. Հայաստանի երկաթի հանքավայրերի վրա մագնիտահետախուզության կիրառման ընթացքում տեղի ունի հետևյալ գործոնների ազդեցությունը, որոնք քարդացնում և աղավաղում են մագնիսական դաշտը՝

ա) իրարից մոտիկ դասավորված, մանր, մեկուսացած հանքային մարմինների ներկայությունը.

բ) հանքանյութի մագնիսական հատկությունների փոփոխականությունը.

գ) վայրի խիստ կտրատված լեռնային սելվեֆը:

Այս գործոնների միաժամանակյա ազդեցությունը դժվարացնում է կամ հաճախ գործնականորեն բացառում քանակական հաշվումներ կատարելու հրնարավորությունը, իսկ երբեմն խանգարում է նույնիսկ որակական եզրակացություններին:

2. Համարյա բոլոր հետազոտված հանքավայրերի վրա մանրամասն մագնիտահետախուզական հանույթը տվել է առանձին հանքամարմինների կամ ամբողջ հանքային զոնայի եզրագծերը. ինչպես նաև տվյալներ հանքամարմինների տարածման և անկման վերաբերյալ: Դա լրիվ բավարար է այդ հանքավայրերում երկրաբանահետախուզական աշխատանքներ կատարելու համար:

Չնայած նշված աղավաղող և բարդացնող գործոնների առկայությանը, առանձին դեպքերում հնարավոր է եղել կատարել մոտավոր հաշվումներ հանքամարմինների չափերը և տեղադրման խորությունը որոշելու համար, որոնք բավականին լավ համընկնում են հետախուզական աշխատանքների տվյալների հետ (Ծակերի-դոշի և Սուդագյանի հանքավայրեր):

3. Մագնիտահետախուզական հանույթի տվյալների հիման վրա 1950 թ. Հայկական երկրաբանական վարչությունը ամենից ավելի հեռանկարային Սուդագյանի և Ծակերի-դոշի հանքավայրերում կատարել է հետախուզական աշխատանքներ. վերջինները հաստատել են մագնիտահետախուզական հանույթի տվյալները: Մակայն, տարբեր պատճառներով, այդ երկու հանքավայրերում էլ հետախուզական աշխատանքները չեն հասցվել մինչև վերջ: Ստուգված են ոչ բոլոր անոմալիաները, իսկ թույլ անոմալիաները բոլորովին չեն հետախուզված: Բացի այդ, հանքավայրերի խորը հորիզոնները բավարար չափով չեն ուսումնասիրված: Անհրաժեշտ է հետագայում շարունակել հետախուզական աշխատանքները, որոնք անկասկած մեծ չափով կընդլայնեն այդ հանքավայրերի հեռանկարները:

Ծակերի-դոշի և Սուդագյանի հանքավայրերից հետո, մագնիտահետախուզության և երկրաբանական տվյալների համաձայն արժանի են ուշադրության մագնետիտ-ապատիտային հանքանյութերի Կապուտանի և մագնետիտային ավազաքարերի Հաղարծնի հանքավայրերը: Անհրաժեշտ է այդ հանքավայրերում անցկացնել հետագա հետախուզական և մագնիտոմետրական աշխատանքներ:

Միսխանայի, Աղավնաձորի և Մեղրաձորի երկաթի հանքավայրերը իրենց մասշտաբներով շատ ավելի փոքր են քան Ծակերի-դոշի, Սուդագյանի, ինչպես նաև Կապուտանի ու Հաղարծնի հանքավայրերը: Նրանք ուսումնասիրված են փոքրածավալ հետախուզական աշխատանքներով: Հետագա հետախուզական աշխատանքները հնարավորություն կտան վերջնականապես պարզել այդ հանքավայրերի հեռանկարները:

4. Չնայած երկրաբանական և գեոֆիզիկական բարդ պայմաններին, ներկայիս կուտակված փորձը և մի շարք կատարված աշխատանքների դրական երկրաբանական արդյունքները թույլ են տալիս առաջարկել մագնիտոմետրական մեթոդի լայն կիրառումը Հայաստանի երկաթի հանքավայրերի ուսումնասիրության գործում:

Ուսումնասիրված երկաթի հանքավայրերից մի քանիսը, որոնք հետադոտված են նախնական հետախուզական աշխատանքներով, արդեն որոշակի հետաքրքրություն են ներկայացնում արդյունաբերության համար: Սուդագյանի, Ծակերի-դոշի, Հաղարծնի (վերջինի հանքանյութերը պարունակում են տիտան և վանադիում) և մի շարք այլ հանքավայրերի, ինչպես նաև Ջանգեզուրի հանքային շրջանի վերջերս հայտնաբերված հանքավայրերի երկաթի հանքանյութերը կարող են օգտագործվել ռեսպուբլիկայում որակյալ պողպատների և հատուկ համաձուլվածքների արտադրություն կազմակերպելու համար: Թեսպուբլիկան դրա համար իր տրամադրություն տակ ունի բոլոր պայմանները՝ երկաթի հանքանյութերի հետ միասին Հայաստանի տերիտորիայում հայտնի են նաև մոլիբդենի, քրոմի և մարգանեցի հանքավայրեր:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Логачев А. А.* Курс магниторазведки. Гос. изд. геологической литературы, Москва, 1951.
2. *Логачев А. А.* Методическое руководство по аэромагнитной съемке. Госгеолтехиздат, Москва, 1955.
3. *Магакьян И. Г.* Металлогения Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1954.
4. *Хачатурян Э. А.* Генетические типы железорудных месторождений Армянской ССР и перспективы их освоения. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1953.
5. *Арутюнян Э. А.* О магнитных свойствах пород и руд железорудных месторождений северной Армении. Изв. АН Армянской ССР (серия геологических и географических наук), том XI, № 5, Ереван, 1958.
6. *Акопян Ц. Г., Арутюнян Э. А.* Опыт магнитной разведки железорудного месторождения в сложных геологических условиях. Изв. АН Армянской ССР (серия геологических и географических наук), том X, № 4, Ереван, 1957.

Э. А. ХАЧАТУРЯН

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ИНТРУЗИЙ АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В Алавердском рудном районе интрузивные породы имеют широкое развитие. Они представлены различными фациями, отличающимися по петрографическому составу, структурным особенностям, возможно, и по времени их внедрения.

Интрузивные породы района приурочены к северо-восточному крылу крупной Алавердской антиклинальной складки северо-западного близширотного простирания и по форме залегания подразделяются на две группы: граниты, гранодиориты, кварцевые монзониты слагают более или менее крупные массивы, а альбитофиры, кварцевые порфиры, диабазовые порфириты, образуют силлы, лакколиты и дайки. Петрографическое описание этих пород довольно обстоятельно приводится в работе В. Г. Грушевого [2]. Поэтому, не останавливаясь на петрографии интрузивных пород, находим возможным затронуть только некоторые вопросы, касающиеся возраста интрузий Алавердского района.

Определение возраста интрузивных пород усложняется отсутствием фаунистически полностью охарактеризованных юрских и меловых отложений в стратиграфическом разрезе района. Таким образом, данные стратиграфии недостаточны для точной датировки возраста интрузий и связанных с ними жильных образований, в связи с чем единого мнения по данному вопросу не имеется. Одни со всей определенностью считают их третичными, другие же — часть интрузий относят к более древнему — меловому или же юрскому времени. Во всех случаях исходным пунктом при определении возраста интрузивных пород района является Лалварская гранитная интрузия.

В. Г. Грушевой [2] группу интрузий Алавердского района относит к послесреднеэоценовому возрасту на основании интрузивного контакта с нуммулитовыми известковистыми песчаниками среднего эоцена на г. Лалвар и петрографического сходства их с заведомо известными третичными интрузиями, примыкающими с юга. Он же считает, что граниты Лалвара представляют собой ответвление от массива гранодиоритов, слагающего значительную площадь в бассейнах рр. Уч-Килиса и Бануш.

А. Т. Асланян [1], обнаружив обильную гальку альбитофиринов в базальном конгломерате в основании фаунистически охарактеризован-

ной среднеэоценовой толщи г. Лалвар, возраст гранитов определил как досреднеэоценовый.

Сопоставление гранитоидов района с соседними интрузиями, расположенными вблизи сс. Камышлы и Джандар, привело О. С. Степаняна к выводу о необоснованности отнесения интрузий северной части Армянской ССР, в том числе и Алавердского района, лишь к третичному возрасту.

Структурно-геологические исследования, проведенные А. Г. Кузнецовым в 1942 году, показали, что молодой, третичный возраст всех гранитоидных интрузий Алавердского и прилежащих к нему районов недостаточно обоснован, учитывая многократность проявления также тектонических движений в данном районе и тесную связь с ними вулканизма. Как отмечает И. Г. Кузнецов, имеются все предпосылки считать, что указанные интрузии являясь, в основном, мезокайнозойскими, формировались не в один ограниченный промежуток времени, а представляют разновозрастные проявления глубинного вулканизма.

Все эти данные вместе взятые показывают, что в отношении разновозрастности интрузивных пород Алавердского рудного района имеются весьма серьезные разногласия.

Несомненно, третичный возраст Лалварской интрузии нужно считать доказанным. Однако, она не может служить опорной точкой при определении возраста всей группы интрузий района по следующим соображениям: во-первых, исследования показали, что Лалварская интрузия не является ответвлением Банушского массива, и во-вторых, эта интрузия по своему геологическому положению, петрографическому составу и химизму скорее напоминает интрузии Степанаванского района (Ягдан, Когес и др.).

Некоторое сходство пород Лалварской и Ягданской интрузий подтверждают результаты химических анализов, представленные в нижеприведенной таблице.

Весовые %, %	№ образцов		Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому		
	С. И. Баласанян 429—Лалвар	А. А. Адамян 129 - Ягдан		429	129
SiO ₂	64,50	61,34	a	10,1	11,3
TiO ₂	0,46	0,44	c	4,8	6,9
Al ₂ O ₃	18,09	18,18	b	11,1	8,8
Fe ₂ O ₃	3,04	5,98	s	74,0	72,9
FeO	1,66	—			
MnO	0,02	0,17			
MgO	1,35	1,92			
CaO	3,91	5,46			
Na ₂ O	4,14	{ + 5,92			
K ₂ O	0,86				
H ₂ O	—	0,40			
п. п. п.	2,80	0,50			
Сумма	100,83	100,31		100,0	99,9

По своим числовым характеристикам, породы могут быть отнесены к гранодиорит-порфирам.

Действительно, к югу и юго-западу от Алавердского, в Чкнах-Базумском рудном районе широкое развитие приобретает эоценовая вулканогенно-осадочная толща, которая прорвана гранитоидными интрузиями того же молодого возраста. Учитывая все эти данные, Лалварская интрузия должна быть отнесена к группе гранитоидных интрузий Чкнах-Базумского рудного района.

В отношении же остальных интрузий района трудно согласиться с мнением о третичном их возрасте. Нижний возрастной предел этих интрузий определяется тем, что они прорывают юрские образования, а определение верхнего предела затрудняется отсутствием точно установленных более молодых образований в данном районе. Так например: Ахпатская интрузия, расположенная к югу от Шамлуга, прорывает туфопорфировую серию нижней-средней юры. Эта интрузия, во всяком случае, моложе нижнего байоса. Банушский массив, целиком располагающийся в туфопорфировой толще нижней-средней юры, также считается послесреднеюрским. Это относится только лишь к определению нижнего возрастного предела. Для определения же верхнего предела имеются лишь косвенные данные, устанавливающие более или менее приблизительно промежуток времени внедрения и формирования гранитоидных интрузий района.

Одним из возможных способов определения верхнего возрастного предела мы считаем сопоставление интрузивных пород Алавердского района с соседним Кохб-Шнохским массивом.

Для Кохб-Шнохского гранодиоритового массива исследованиями последних лет совершенно определено установлен нижнемеловой (предсеноманский) возраст. То же самое можно сказать и о Чочканской интрузии, являющейся естественным западным продолжением Кохб-Шнохского массива. Банушская же интрузия расположена к западу-северо-западу от Чочканского массива в аналогичных геологических условиях, в одной и той же тектонической зоне. Все это позволяет считать, что Банушская, возможно, и Ахпатская интрузии по своему геологическому положению и условиям образования весьма сходны с Кохб-Шнохским массивом и вместе с последним являются нижнемеловыми образованиями.

Следует отметить, что петрографические исследования и результаты сравнения Бардадзорских (Банушских) гранитоидных пород с кислыми эффузивами Марнеульского и соседнего Болнисского районов привели П. Ф. Киласония [3] к выводу о большом минералогическом и химическом сходстве этих пород. Последнее обстоятельство дало основание П. Ф. Киласония установить генетическую связь между этими породами и считать возраст Бардадзорской интрузии также меловым.

Таким образом, отмеченные факты в целом говорят скорее все-

го о нижнемеловом, нежели о третичном возрасте Банушской и, возможно, Ахпатской интрузий.

В Алавердском рудном районе наряду с гранитоидами, не менее широко развита также субвулканическая фация интрузий, представленная преимущественно альбитофирами.

В районе Шамлуга альбитофиры секут и внедряются во все формации до среднеюрских песчаников туфоосадочной толщи включительно. Севернее с. Алаверди они прорывают также и Шихтахтскую свиту верхних угленосных песчаников батского возраста, наиболее молодую из развитых здесь юрских свит.

Касаясь вопроса возраста альбитофиров следует отметить, что В. Г. Грушевой придерживается мнения о генетической связи альбитофиров с третичными гранитоидами.

А. Н. Заварицкий в отношении возраста альбитофиров и их взаимоотношений с гранитоидами придерживается совершенно иной точки зрения. Вопрос возраста альбитофировых даек и интрузивных залежей он считает окончательно нерешенным и спорным.

По мнению А. Н. Заварицкого, магматическое сходство альбитофиров с вулканическими брекчиями района Шамлуга позволяет предполагать, что интрузия кварцевых альбитофиров является эпизодом, завершающим юрскую фазу вулканизма.

Далее, магматическая эволюция, приведшая к фазе образования кислых пород, естественно, могла привести также к образованию интрузивных залежей и даек альбитофиров.

Таким образом, имеются предпосылки считать альбитофиры не третичными, а более древними — юрскими образованиями.

При допущении третичного возраста альбитофиров необходимо учесть мощность отложений, сохранившихся в настоящее время над альбитофирами, одновременно и мощность отложений, удаленных только лишь четвертичной эрозией. Результаты таких подсчетов приведут к значительной глубине формирования альбитофиров. Но, на такой глубине трудно допустить образование тех структур, которыми характеризуются альбитофиры района Шамлуга.

Кроме альбитофиров в районе развиты диабазовые и диабаз-порфиритовые штокообразные тела и дайки. Эти дайки секут все свиты юрской формации, а также альбитофиры и являются сравнительно молодыми образованиями района. Взаимоотношение альбитофиров с диабаз-порфиритовыми дайками хорошо наблюдается у юго-западной окраины с. Шамлуг, где альбитофиры пересечены, а местами как-бы сцементированы темнозеленой породой диабаза.

На основании изложенных данных можно прийти к выводу, что относить к третичному возрасту все интрузивные породы Алавердского района нет оснований. Наоборот, интрузии района, отличающиеся по своему петрографическому и химическому составу, структурным особенностям, геологическим условиям формирования и фации глубинности, относятся к разновозрастным образованиям.

Согласно новым представлениям, Алавердский и Кафанский рудные районы вместе составляют единый — Алаверди-Кафанский тектоно-магматический и металлогенический комплекс, в пределах которого широко развиты гранитоидные интрузии различных фаций глубинности, относящиеся преимущественно к юрскому и меловому возрасту. Для Кафанского района исследованиями последних лет со всей определенностью доказан среднеюрский возраст субвулканических интрузий альбитофиров, кварцевых порфиров и, в связи с этим, уточнен возраст колчеданного оруденения района.

Общность геологического строения, магматизма и металлогении Алавердского и Кафанского рудных районов позволяет по новому подойти к истолкованию вопроса возраста Алавердской группы интрузий.

По новым представлениям, в Алавердском рудном районе развиты интрузии двух различных возрастов: предсеноманские и юрские. Лалварская гранитная интрузия совершенно определенно относится к третичному (эоценовому) возрасту и по своей геологической обстановке тяготеет к соседнему — Чкнах-Базумскому рудному району. Банушская, Ахпатская и др. гранитоидные интрузии должны быть отнесены к предсеноманскому времени по аналогии с Кохб-Шнохским и Чочканским массивами, а субвулканические интрузии альбитофиров по всем признакам более древние и должны рассматриваться как юрские (батские) образования.

Разновозрастность интрузий хорошо согласуется также с интенсивными тектоническими движениями, проявившимися в районе.

Институт геологических наук
АН АрмССР

Поступила 15 II 1958

Է. Ա. ԽԱՉԱՏՐՅԱՆ

ԱՎԱԳԵՐԳՈՒ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ԻՆՏՐՈՒԶԻԱՆԵՐԻ ՀԱՍԱԿԻ
ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Այսօր գիտ. հանքային շրջանում հրաբխածին ապարների հետ մեկտեղ լալն տարածում ունեն հաս ինտրուզիվ ապարները: Վերջինները տարբերվում են իրարից պետրո-քիմիական կազմով, ստրուկտուրային առանձնահատկություններով, տեղադրման ձևով և ըստ երևույթին, հասակով:

Շրջանի ինտրուզիվ ապարների շարքում տարբերում են գրանիտներ, գրանոդիորիտներ, կվարցային մոնոցոնիտներ, որոնք կազմում են զանգվածներ և ալբիտոֆիրներ կվարցային պորֆիրներ, դիարագային պորֆիրիտներ, որոնք հանդես են գալիս սիլլերի, լակոլիտների ու դալկանների ձևով:

Այսօր գիտ. շրջանի ինտրուզիվ ապարների հասակի վերաբերյալ գոյություն ունեն տարբեր տեսակետներ: Այսպես, օրինակ, Վ. Գ. Գրուշեվոյը շըր-

ջանի բոլոր ինտրուզիաներին վերագրում է երրորդական, իսկ Ի. Գ. Կուզնեցովը, Ա. Ն. Չավարիցկին և ուրիշն. կավճի կամ յուրաչի հասակ:

Ինտրուզիվ ապարների երրորդական հասակը հաճախ հիմնավորում են Լալվարի ինտրուզիայի օրինակով, համարելով որ այն հանդիսանում է Բանուշի ինտրուզիվ զանգվածի շարունակությունը: Լալվարի ինտրուզիայի երրորդական հասակն անկասկած է, քանի որ Լալվար լեռան շրջանում նա հատում է միջին էոցենյան կրաքարային ավազաքարերի շերտախումբը: Սակայն, ինչպես ցույց են տվել ուսումնասիրությունները, Լալվարի ինտրուզիան Բանուշի զանգվածի հետ կապված չէ և վերջինից տարրերվում է իրեն պետրոքիմիական կազմով: Ընդհակառակը, Լալվարի ինտրուզիան ըստ տեղագրման երկրաբանական պայմանների և պետրոքիմիական կազմի նմանվում է հարևան՝ Ստեփանավանի շրջանի գրանիտոիդային ինտրուզիաներին (Յաղզան, Կողես և այլն):

Շրջանի մյուս ինտրուզիաների հասակը կարելի է որոշել համեմատելով նրանց Կողբ-Շնողի զանգվածի հետ: Այդ համեմատությունը ցույց է տալիս, որ Բանուշի և Հախպատի ինտրուզիաներն իրենց առաջացման երկրաբանական պայմաններով շատ նման են Կողբ-Շնողի զանգվածին և նրա հետ միասին պետք է դասվեն ստորին կավճի հասակին: Այս տեսակետը որոշ չափով հիմնավորվում է նաև Պ. Ֆ. Կիլասոնիայի տվյալներով, որը համեմատելով Բրդաձորի (Բանուշի) գրանիտոիդային ապարները Մարնեուլու և Բոլնիսի շրջանների թթու էֆֆուզիվների հետ հանգել է այն եզրակացությունը, որ այդ ապարներն իրենց միներալոգիական և քիմիական կազմով շատ մոտ են: Այդ հանգամանքը նրան թույլ է տվել գենետիկ կապ գտնել այդ ապարների միջև և Բրդաձորի ինտրուզիան նույնպես դասել կավճի հասակին:

Բացի գրանիտոիդներից Ալավերդու հանքային շրջանում տարածված են նաև հիպաբիսալ ինտրուզիաներ, որոնք հիմնականում ներկայացված են ալքիտոֆիրներով:

Շամլուղ հանքավայրի շրջանում ալքիտոֆիրները հատում են միջին յուրաչի տուֆանստվածքային շերտախմբի ավազաքարերը, իսկ Ալավերդի գյուղի մոտ՝ բաթի հասակի Շիխտախտի ածխաբեր ավազաքարերի շերտախումբը:

Ըստ Ա. Ն. Չավարիցկու ալքիտոֆիրների և Շամլուղի հրաբխածին բրեկչիաների նմանությունը թույլ է տալիս ենթադրել, որ կվարցային ալքիտոֆիրների ինտրուզիայի ներդրումը կատարվել է յուրաչի հրաբխալնություն վերջին ստադիաներում: Ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ ալքիտոֆիրները ըստ հասակի ավելի հին են, քան շրջանի երրորդական ինտրուզիաները:

Այսպիսով, Ալավերդու հանքային շրջանում տարածված գրանիտոիդային ինտրուզիաները (Բանուշ, Հախպատ) պետք է դասվեն մինչսենոմանյան, իսկ ալքիտոֆիրները (Շամլուղ)՝ յուրաչի հասակին: Ինտրուզիաների այսպիսի հասակային ստորաբաժանումը համընկնում է շրջանում ինտենսիվորեն արտահայտված տեկտոնական շարժումների հետ, որոնք տեղի են ունեցել միջին և վերին յուրաչի, ստորին և վերին կավճի սահմաններում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Асланян А. Т.* Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН АрмССР, 1949.
2. *Грушевой В. Г.* Алавердское медное месторождение в Закавказье. Труды ГГРУ вып. 1, 1930.
3. *Киласония П. Ф.* К петрографии Бардадзорского интрузива. Сборник трудов института геологии и минералогии АН ГрузССР, 1951.
4. *Магакьян И. Г.* Алавердский тип оруденения и его руды. Изд. АН АрмССР, 1947.
5. *Мкртчян С. С.* О геологии и рудоносности Алавердского рудного района. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. X, № 3, 1957.

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

Я. Б. ЛЕЙЕ

СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОЙ КОМПЛЕКС САРМАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ДОЛИНЫ р. РАЗДАН

Отложения сарматского возраста обнажаются по обоим склонам долины р. Раздан в ее среднем течении (на участке Ереван—курорт Арзни) и представлены желтовато-зеленовато-серыми глинами и слабо сцементированными желтовато-серыми песчаниками. В верхней части данной свиты среди глин и песчаников встречаются прослой мактрово-го ракушечника и оолитового известняка.

В различных горизонтах отложений Разданской свиты определена фауна пелеципод, гастропод, остракод, мелких фораминифер, а также ископаемая флора, однозначно датирующие сарматский возраст вмещающих отложений [1, 2, 3, 4].

Отложения сармата ущелья р. Раздан были изучены нами на содержание в них спор и пыльцы. Выделенный спорово-пыльцевой комплекс характеризуется большим разнообразием форм. Приводим список растений, пыльца и споры которых были определены при анализе глин и песчаников:

Anagramma sp. 1 ⁰ / ₀	Morus sp. 1 ⁰ / ₀
Taxus sp. 2%	Menispermum sp. 1 ⁰ / ₀
Abies sp. 2 ⁰ / ₀	Magnolia sp. 1 ⁰ / ₀
Pinus sp. n/p Haploxyloa 5—12 ⁰ / ₀	Cinnamomum sp. 2 ⁰ / ₀
Pinus sp. n/p Diploxyloa 3—10 ⁰ / ₀	Platanus sp. 3 ⁰ / ₀
Cedrus sp. 2 ⁰ / ₀	Rubus cf. idaeus L. 13 ⁰ / ₀
Picea sp. 3 ⁰ / ₀	Prunus sp. 2 ⁰ / ₀
Keteleeria sp. 1 ⁰ / ₀	Sapindus sp. 3 ⁰ / ₀
Taxodium sp. 4—7 ⁰ / ₀	Acer sp. 1 ⁰ / ₀
Gryptomeria sp. 1 ⁰ / ₀	Myrtacea 1 ⁰ / ₀
Juniperus sp. 1 ⁰ / ₀	Myriophyllum sp. 1 ⁰ / ₀
Ephedra sp. 2 ⁰ / ₀	Hedera sp. 1 ⁰ / ₀
Typha sp. 1%	Oleaceae 2 ⁰ / ₀
Myrica sp. 1 ⁰ / ₀	Fraxinus sp. 2 ⁰ / ₀
Carya sp. 2—7 ⁰ / ₀	Chenopodiaceae 1—3 ⁰ / ₀
Pterocarya sp. 1 ⁰ / ₀	Stellaria sp. 1 ⁰ / ₀
Alnus sp. 1—4 ⁰ / ₀	Achillea sp. 1—5 ⁰ / ₀
Carpinus sp. 2—7 ⁰ / ₀	Artemisia sp. 1 ⁰ / ₀

Таблица 1

1. Anagramma sp.
 2. Taxus sp.
 3. Abies sp.
 4. Cedrus sp.
 5. Pinus n/p Haploxyton.
 6. Pinus n/p Diploxyton.
 7. Keteleeria sp.
 8. Taxodium sp.
 9. Cryptomeria sp.
 10. Juniperus sp.
 11. Ephedra sp.
 12. Typha sp.
 13. Myrica sp.
 14. Carya sp.
 15. Pterocarya sp.
 16. Alnus sp.
 17. Corylus sp.
 18. Carpinus sp.
 19. Quercus sp.
 20. Quercus aurita Bolch.
 21. Ulmus aff. foliacea Gilib.
 22. Zelkova sp.
 23. Morus sp.
 24. Chenopodiaceae.
 25. Stellaria sp.
- Увел. 600.

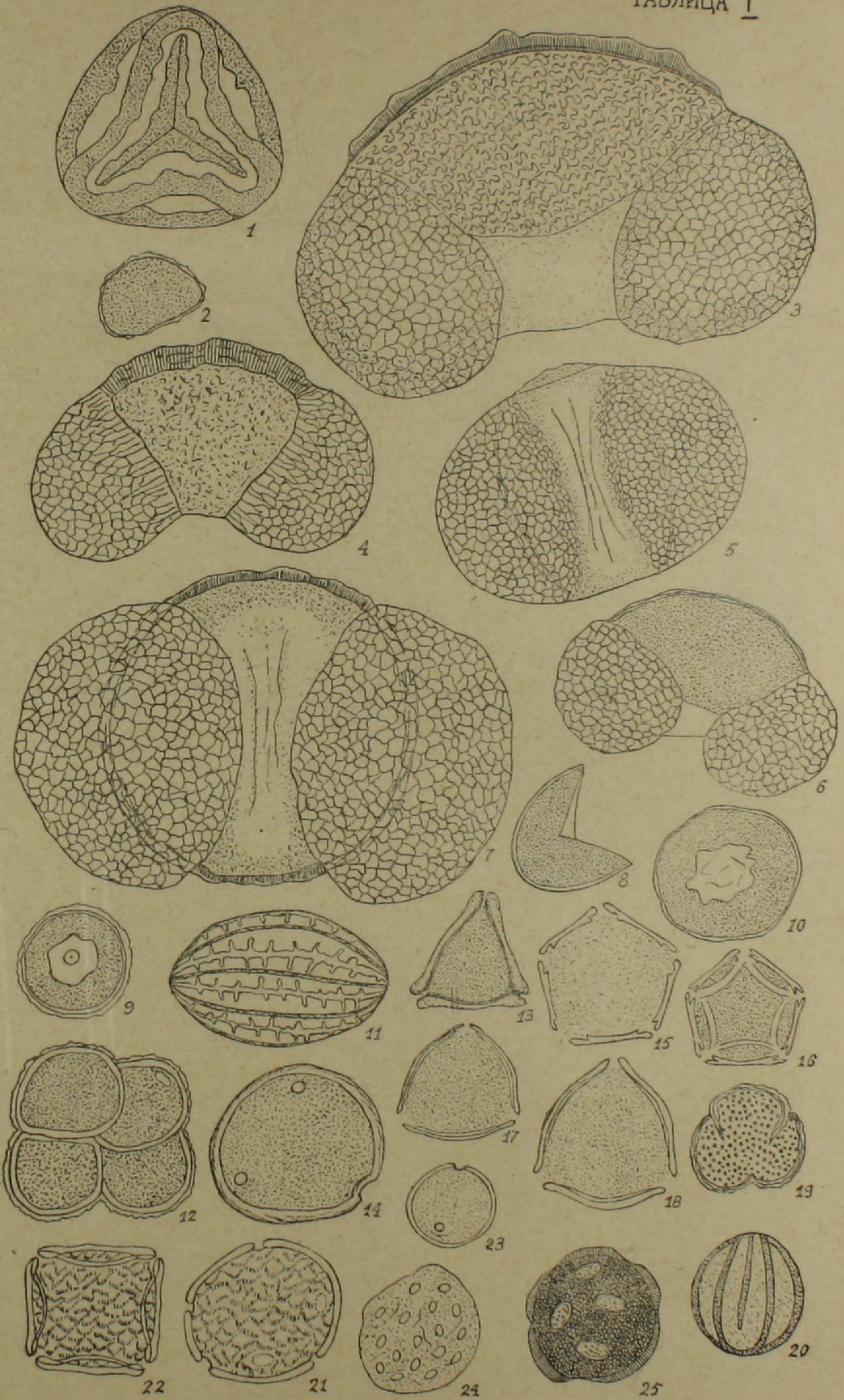
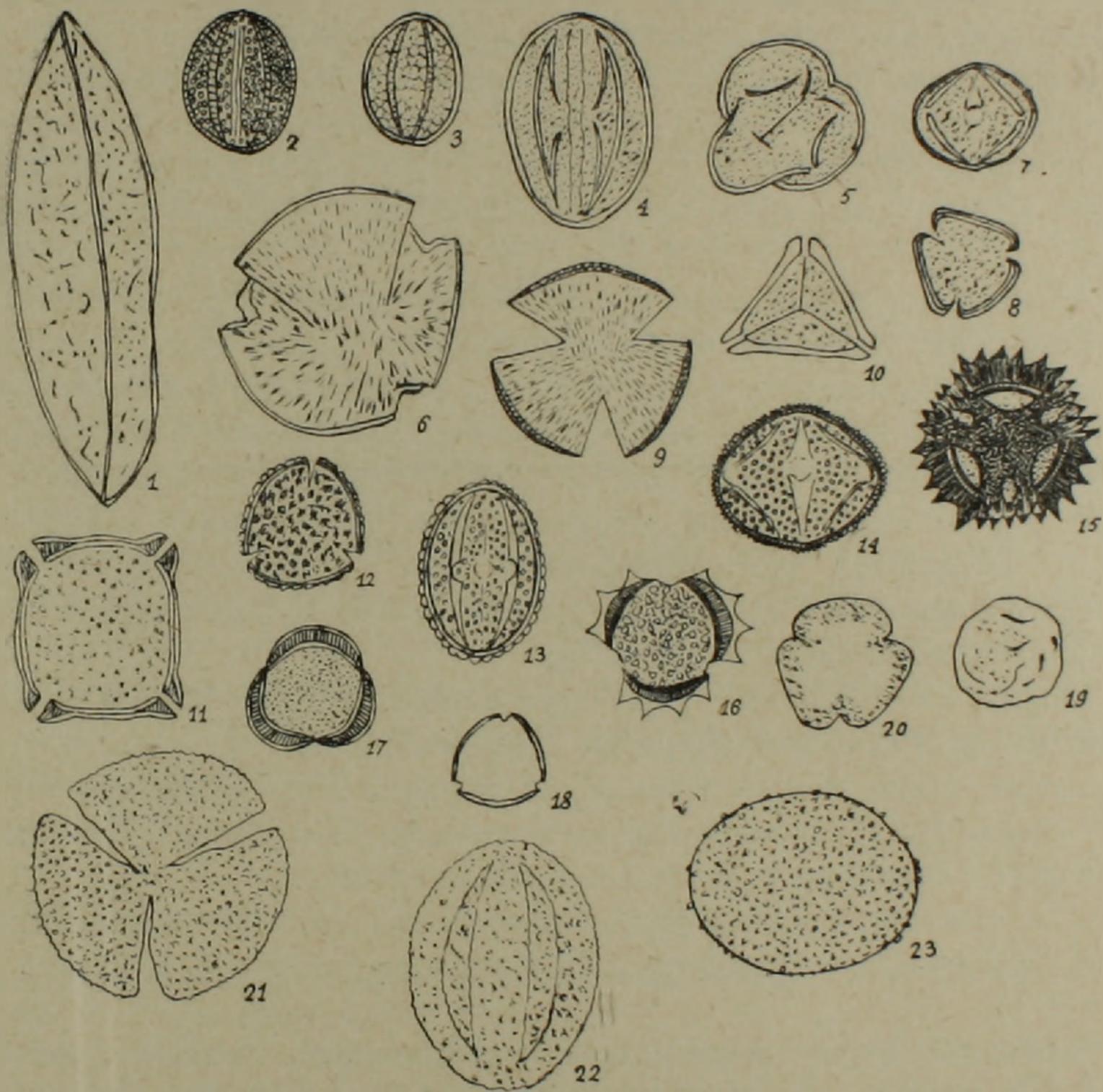


Таблица II

1. *Magnolia* sp.
 2. *Menispermum* sp.
 3. *Platanus* sp.
 - 4—5. *Rubus* cf. *idaeus* L.
 6. *Prunus* sp.
 - 7—8. *Sapindus* sp.
 9. *Acer* sp.
 10. *Myrtaceae*.
 11. *Myriophyllum* sp.
 12. *Hedera* sp.
 13. *Oleaceae*.
 14. *Fraxinus* sp.
 15. *Mulgedium* sp.
 16. *Achillea* sp.
 17. *Artemisia* sp.
 18. *Triporites montanus* Glad.
 19. *Frenela minor* (Mal.) Bolch.?
 20. *Poll. microlaesus* R. Pot.
 - 21—22. Неопределенная пыльца *Angiospermae*.
 23. *Cinnamomum* sp.?
- Увел. 600.

ТАБЛИЦА II



<i>Corylus</i> sp. 1%	<i>Mulgedium</i> sp. 1%
<i>Quercus</i> sp. 8%	<i>Triporites montanus</i> G. 1—6%
<i>Quercus aurita</i> Bolch. 1%	<i>Frenela minor</i> (Mal) Bolch.
<i>Ulmus</i> aff. <i>foliacea</i> Gilib. 7—21%	<i>Poll. microlaesus</i> R. Pot.
<i>Zelkova</i> sp. 2—16%	Неопределенные формы 1—7%

Из количественных соотношений форм приведенных в списке видно, что в комплексе преобладает пыльца голосеменных и покрытосеменных растений, а споры папоротников (*Anagramma* sp.) встречаются единично. Среди голосеменных растений доминирующее положение занимает пыльца *Pinus* (от 3 до 12%). Кроме *Pinus* из семейства *Pinaceae* здесь обнаружены пыльцевые зерна *Abies*, *Cedrus*, *Picea* и *Keteleeria*. Второе место среди хвойных в спорово-пыльцевом комплексе занимает пыльца семейства *Taxodiaceae*, представленная двумя родами *Taxodium* и *Cryptomeria*. Небольшим распространением среди хвойных пользуются тисс и эфедры, еще меньшим можжевельники.

Пыльца покрытосеменных характеризуется значительно большим разнообразием. Наиболее богато и обильно представлены в спорово-пыльцевом комплексе сережкоцветные и листопадные растения, в особенности из ореховых, ильмовых, буковых и березовых. Листопадные растения из таких семейств: как например, *Moraceae*, *Platanaceae*, *Asteraceae*, *Agaliaceae* и *Oleaceae* встречаются в небольшом количестве. Самым большим распространением из листопадных растений пользуются ильмовые (*Ulmus* aff. *foliacea* Gilib., *Zelkova* sp.) на которые иногда приходится около 37%.

В спорово-пыльцевом комплексе особую группу составляют представители семейств тропического происхождения и вечнозеленых, преимущественно средиземноморских растений, как например: *Myrtales*, *Magnoliaceae*, *Sapindaceae*, *Laugaceae*, *Menispermaceae*. Пыльца их встречается часто, но в небольших количествах.

Среди кустарниковых растений особенно выделяется малина (*Rubus* cf. *idaeus* L.) из семейства *Rosaceae*, процент которой иногда достигает 15.

Травянистый тип растительности представлен такими семействами как *Typhaceae*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Haloragidaceae* и *Compositae*. Среди них большим распространением пользуются ксерофитные представители сложноцветных и маревых (3—7%).

Из всего вышесказанного видно, что в сарматский век основным растительным типом был широколиственно-хвойный лес с незначительной примесью вечнозеленых пород.

Кроме участков занятых лесной растительностью, по-видимому уже в то время, существовали значительных размеров открытые пространства с характерной для них нагорно-ксерофитной растительностью.

Сравнивая наш список растений из сарматских отложений сред-

него течения р. Раздан со списком листовых отпечатков описанных И. В. Палибиным [3] необходимо отметить, что он значительно обогатился за счет новых видов до сих пор не встреченных среди сарматских отложений Армении.

Институт геологических наук АН АрмССР

Поступила 11 VI 1959

ՅԱ. Բ. ԼԵՑԵ

ՀՐԱԶԴԻԱՆ ԳԵՏԻ ՀՈՎՏԻ ՍԱՐՄԱՏԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ՍՊՈՐԱԾԱՂԿԱՓՈՇԱՅԻՆ
ԿՈՄՊԼԵՔՍԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հրազդան գետի միջին հոսանքի ավազանում մերկացող ավազա-կավային նստվածքները որոշակիորեն ունեն սարմատյան հասակ [1, 2, 3, 4]: Այդ նստվածքները մեր կողմից ուսումնասիրվել են նրանց մեջ սպորների և ծաղկափոշիների պարունակության տեսակետից:

Առանձնացված կոմպլեքսը բնորոշվում է ձևերի մեծ բազմազանությամբ (տես 1-ին և 2-րդ սղյուսակները):

Սպորա-ծաղկափոշային անալիզի տվյալների հիման վրա կազմած բույսերի ցուցակը զգալիորեն գերազանցում է բույսերի ըստ տերևների դրոշմների կազմած հայտնի ցուցակին (3):

Առանձնացված կոմպլեքսի անալիզը թույլ է աալիս եզրակացնել, որ սարմատյան դարում հիմնական բուսական տիպ է հանդիսացել լայնատերև-փշատերև անտառը սուբտրոպիկական մշտադալար ցեղերի աննշան խառնուրդով:

Բացի անտառային բուսականությամբ զբաղված տեղամասերից, այդ ժամանակ արդեն գոյություն ունեին լեռնային քսերոֆիտային բուսականությամբ ծածկված բաց տեղամասեր:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бубикян С. А. Остракоды из сарматских отложений Армении. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, № 1, 1958.
2. Габриелян А. А. Третичные отложения Котайкского района АрмССР. Ереван, 1947.
3. Палибин И. В. Материалы к третичной флоре Армении. В. В. Комарову к 70 летию со дня рожд. и 45-летию научн. деят., 1939.
4. Саакян-Гезалян Н. А. Фораминиферы третичных отложений Ереванского бассейна. Изд. АН АрмССР, 1957.

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

62

Միներալոգիա

1. Մելիքսեթյան Բ. Մ. Տուրմալինադման պրոցեսների մի քանի հատկութունների մասին 3

Պետրոգրաֆիա

2. Կարասյետյան Կ. Ի. Դարալուդյազի չորրորդական լավանների պետրոգրաֆիայի մասին 15

Օգտակար հանածոներ

3. Քարամյան Կ. Ա. Դասուակերտի սլզինձ-մոլիբդենային հանքավայրի հիդրոթերմալ փոփոխված ապարները 29

Գեոֆիզիկա

4. Հարությունյան Է. Հ. Մազնիսական հետախուզության կիրառման փորձը հյուսիսային Հայաստանի էրկաթի հանքավայրերի վրա 47

Գիտական նորեր

5. Խաչատրյան Է. Ա. Ալավերդու հանքային շրջանի ինտրուզիաների հասակի հարցի շուրջը 67
6. Լեյե Յա. Բ. Հրազդան գետի հովտի սարմատի նստվածքների սպորա-ծաղկափուշային կոմպլեքսը 75

Հաղորդագրություն

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Стр.

Минералогия

1. Меликсетян Б. М. О некоторых особенностях процесса турмалинизации 3

Петрография

2. Карапетян К. И. К петрографии четвертичных лав Даралагеца 15

Полезные ископаемые

3. Карамян К. А. Гидротермально измененные породы Дастакертского медно-молибденового месторождения 29

Геофизика

4. Арутюнян Э. А. Опыт применения магниторазведки при исследовании железорудных месторождений Северной Армении 47

Научные заметки

5. Хачатурян Э. А. К вопросу о возрасте интрузий Алавердского рудного района 67
6. Лейе Я. Б. Спорово-пыльцевой комплекс Сарматских отложений долины р. Раздан 75

Сообщение

ВФ 05986

Заказ 300

Изд. 1733

Тираж 500

Сдано в производство 30/VI 1959 г. Подписано к печати 13/VIII 1959 г. Объем 5¹/₄ л. л. + 3 вкл.

Типография Издательства Академии наук Армянской ССР, Ереван, Абовяна 124

