

ՀԱՍՄՈՒ ԳԱ Գեոլոգիական և աշխարհագրական
գիտությունների սերիա

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒՆԳԻԱ

Ի. Գ. Մաղարյան (պատ. խմբագիր), Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Գ. Բաբսի, Ա. Բ. Բաղդասարյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ս. Ս. Վանյուշին, Ա. Ա. Գաբրիելյան, Ն. Ի. Դոլուխանովա (խմբագրի տեղակալ), Ս. Ս. Մկրտչյան, Ն. Ա. Սահակյան (պատ. քարտուղար), Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, Ն. Գ. Մելիք-Մուրադյան:

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

И. Г. Магакьян (ответ. редактор), А. Т. Асланян, А. Г. Бабаев, А. Б. Багдасарян, Г. П. Багдасарян, С. С. Ванюшин, А. А. Габриелян, Н. И. Долуханова (зам. редактора), С. С. Мкртчян, Н. А. Саакян (ответ. секретарь), Г. И. Тер.Степанян, Н. Г. Мелик-Мурадян.

МИНЕРАЛОГИЯ

Н. А. АКОПЯН

К МИНЕРАЛОГИИ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЕНИИ

При анализе сложных процессов, протекающих в зонах окисления сульфидных месторождений, наиболее важным, проливающим свет на познание сущности этих процессов, является детальное изучение минералов, слагающих зону окисления. Общеизвестно, что окисленные руды крайне неоднородны и отличаются многообразием и сложностью минеральных ассоциаций. В то же время иногда даже небольшая деталь состава окисленных руд является показателем основных особенностей состава первичных руд. Вот почему автор считает целесообразным привести по возможности подробную характеристику условий нахождения каждого из описываемых минералов зоны окисления медно-молибденовых месторождений Армении*.

В составе руд зоны окисления Каджарана, Агарака, Дастакерта и Анкавана (Мисханы) принимают участие: самородные элементы, окислы, карбонаты, силикаты, водные арсенаты, сульфаты и молибдаты.

Табл. 1 отображает как вещественный состав руд зоны окисления всех изученных месторождений, так и относительную распространенность отдельных гипергенных минералов.

Самородные элементы. Представлены самородной медью. Установленная в Каджаране, Агараке, Дастакерте и Анкаване самородная медь не дает больших скоплений.

В Каджаране наиболее значительные скопления самородной меди наблюдаются в ассоциации с кристаллическим купритом и стильпноситеритом. Самородная медь представлена отдельными дендритовидными агрегатами мелких зернышек (доли мм). Микроскопические выделения самородной меди приурочены к ноздреватому кварцу, но большей частью они наблюдаются в халькозинновых жилках.

В Агараке наиболее интенсивные скопления тонких дендритов самородной меди встречены вблизи устья штольни № 31.

В Анкаване и Дастакерте самородная медь встречается очень редко. В отвалах шт. № 3 (Анкаван) довольно часто наблюдались не-

* Более детальная характеристика минералов зоны окисления дана в рукописных отчетах автора, хранящихся в фонде Арм. ГУ.

Таблица 1

Сравнительная таблица распространенности гипергенных минералов
зоны окисления медно-молибденовых месторождений Армении

		М Е С Т О Р О Ж Д Е Н И Я			
		НАДЖАРАН	АГАРАК	ДАСТАКЕРТ	МИСХАНА (Аннаван)
САМОРОДН. ЭЛЕМЕНТЫ	Самородная медь	— — —	— — — —	— — — —	— — — — *
	Самородная сера		— — — —		
О К И С Л Ы	К в а р ц	— — — — *			
	О п а л				— — — —
	К у п р и т	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
	Делафоссит		— — — —		
	Лимониты	— — — —	— — — — *	— — — —	— — — —
	Псиломелан		— — — —		
	Лампадит	— — — — *	— — — — *		
	Медно-марганцевая смоляная руда	— — — — *	— — — — *	— — — — *	— — — — *
С О Л Н Е Ч Н Ы Е К И С Л О Т К И С Л О Т Ы	Найцит		— — — —	— — — — *	— — — —
	Доломит			— — — —	
	Анкерит		— — — — *		— — — —
	Смитсонит	— — — —		— — — —	
	Церуссит	— — — —		— — — —	
	Малахит	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
	Азурит	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
	Наламин	— — — —			
	Каолинит	— — — —			— — — —
	Галлуазит	— — — — *	— — — — *	— — — — *	— — — — *
	Аллофан			— — — — *	
	Хризоколла	— — — —		— — — —	— — — — *
	Корнунт	— — — — *			
	Скородит				— — — — *
	Ленноксальцит				— — — — *
	Фарманосидерит				— — — — *
	Барит	— — — —			
	Англезит			— — — —	
	Брошантит	— — — —	— — — —		
	Гипс	— — — —	— — — —	— — — — *	— — — — *
	Мелантерит	— — — —	— — — —		
	Ферротупрохалькантит	— — — — *			
	Халькантит	— — — —	— — — —	— — — — *	— — — — *
	Копнапит			— — — — *	
	Фиброферрит	— — — — *			
	Бледит		— — — — *		
	Ярозит	— — — — *	— — — —	— — — — *	— — — —
	Ильземанит			— — — —	
МОДНО- ДАТЫ	Повеллит	— — — —	— — — —		— — — —
	Ферримолибдит	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
	Зозит	— — — —			

У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я

— — — —	Широко распространенные минералы	— — — —	Редкие минералы
— — — —	Менее распространенные минералы	— — — —	Очень редкие минералы

* Минералы, установленные и описанные впервые в месторождениях автором.

большие округлые желваки сплошного куприта с халькозином в медно-карбонатной оторочке. Под микроскопом в куприте, наряду с редкими зернами пирита, установлены мельчайшие точечные выделения самородной меди.

Окислы. Представлены гипергенным кварцем, опалом, купритом, очень редко встречающимся только в Агараке—делафосситом, группой лимонитов, псиломеланом, лампадитом и медно-марганцовой смоляной рудой.

Кварц в виде мельчайших кристаллических щеток и тончайших жилок был встречен в Каджаране в ассоциации с минералами группы лимонитов. Щетки кристалликов обычно развиваются на бугорчатой поверхности стильносидерита; отдельные кристаллики иногда покрыты незначительными пленками ярозита. Помимо кристаллических щеток, гипергенный кварц представлен тончайшими жилками в ноздреватом лимоните. В жилках гипергенный кварц совершенно белый, почти прозрачный, резко отличается от сливного гидротермального кварца, развитого здесь же по трещинкам в породе.

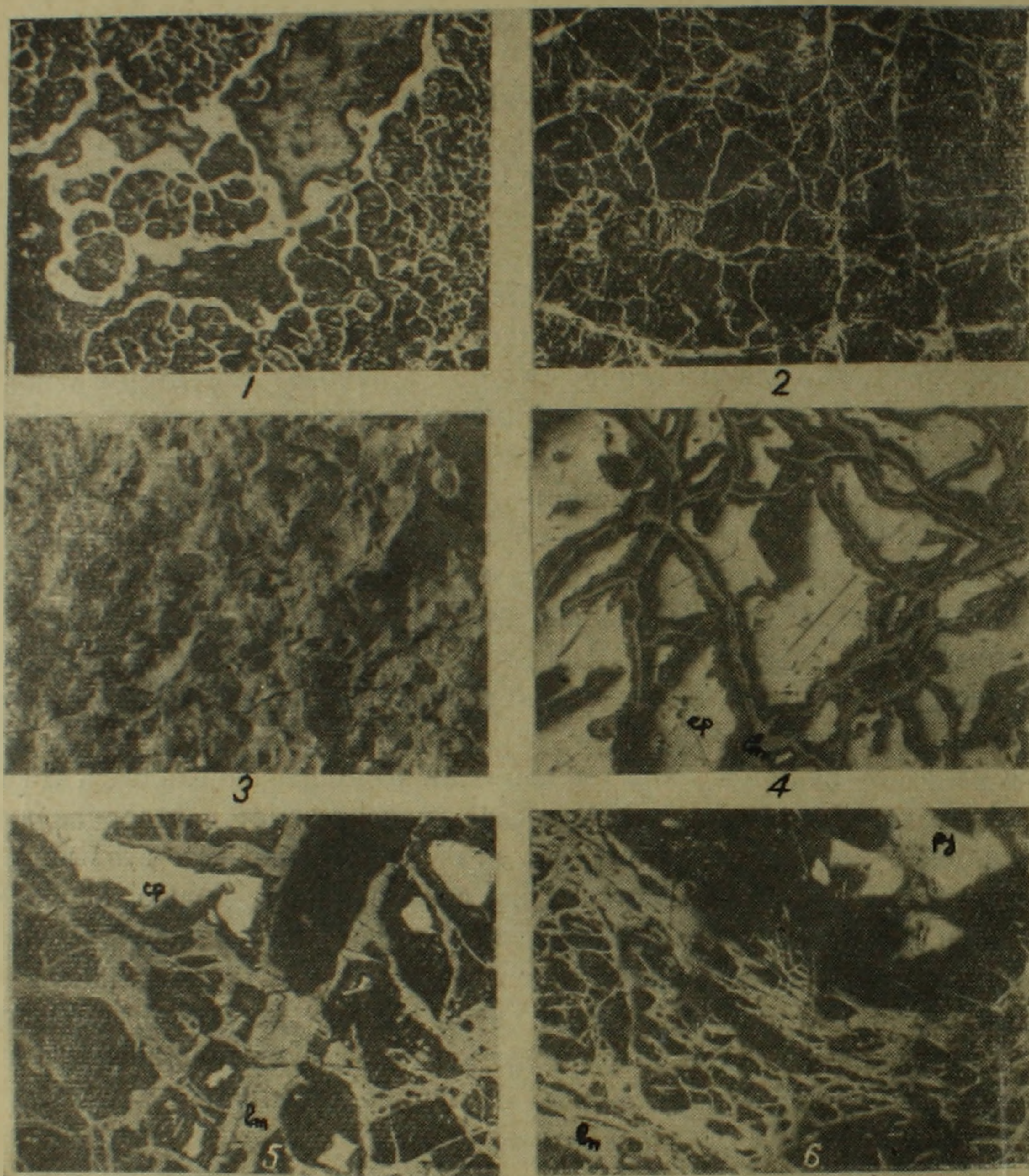
Опал обнаружен только в Анкаване, большей частью в виде тонких корочек на плоскостях трещин отдельности. Толщина корочек не превышает 1—2 мм. Поверхность бугорчатая, пузырчатая. В изломе обнаруживается колломорфная структура. Окраска белая, иногда со слабо-голубоватым оттенком, реже желтоватая. Блеск стеклянный, до полустеклянного. Изотропен. Показатель преломления, N_m измеренный иммерсионным методом 1,440. На корочках опала развиваются тончайшие пленки галлуазита.

Куприт—редко встречающийся минерал зоны окисления Каджарана, Агарака, Дастакерта. В Анкаване присутствует в относительно значительных количествах, иногда слагая собственно купритовые руды. Выделения куприта тесно связаны с самородной медью, карбонатами меди и халькозином. В Каджаране куприт был обнаружен макроскопически на Центральном участке (шт. № 1, по вертикали от дневной поверхности примерно на глуб. 150 м). Встреченные здесь скопления куприта представлены кристаллами и реже сплошными массами. Форма кристаллов—октаэдры. Величина отдельных кристаллов колеблется в пределах от долей мм до 1 мм. Часто кристаллы куприта „сидят“ на дендритах самородной меди. В Агараке на куприте, имеющем землистое сложение, наблюдаются тонкие налеты и корочки малахита и реже азурита. По-видимому, здесь имеет место образование куприта путем непосредственного выпадения его из растворов с последующим развитием по нему карбонатов меди. Помимо налетов и корочек, в Дастакерте, М. П. Исаенко обнаружена очень редко встречающаяся разновидность куприта—халькотрихит, развитая в виде небольших друз волосовидных кристаллов. В Анкаване, помимо кварцево-сульфидных жилок, куприт наблюдается и в небольших желваках, тоже в ассоциации с малахитом, азуритом и самородной медью.

Лимониты представлены смоляной разновидностью—стильносидеритом.

том, гетитом и гидрогетитом. Довольно широко развиты в Каджаране и Анкаване, где играют существенную роль в составе руд зоны окисления. В поверхностных условиях развит, главным образом, стильпносидерит. На всех месторождениях лимониты разделяются на остаточные (грубосетчатые, тонкосетчатые, вкрапленные, псевдоморфные,

Таблица 2



Фиг. 1. Сетчатая текстура колломорфного смоляного лимонита—
стильпносидерита. $\times 18$. Каджаран.

Фиг. 2. Грубосетчатая текстура в „выщелочном“ измененном монцоните.
Перегородки отдельных ячеек сложены лимонитом. $\times 13$. Каджаран.

Фиг. 3. Почкообразная поверхность лимонитовой корки. $\times 4$ Агарак.

Фиг. 4. Нитевидно-петельчатая структура замещения лимонитом (*lm*)
халькопирита (*cp*). $\times 46$. Агарак.

Фиг. 5. Ячеистая текстура лимонита (*lm*), образовавшегося за счет
халькопирита (*cp*). $\times 90$. Агарак.

Фиг. 6. Ячеистая текстура лимонита (*lm*), образовавшегося по пи-
риту (*py*). $\times 76$. Агарак.

смоляные) и перенесенные (окрашивающие, пленочные, сталактитовые и охристые).

На Каджаране окрашивающие, пропитывающие и дендритовидные лимониты распространены весьма широко. Окрашивающие и пропитывающие лимониты, так называемые „рыхлые охры“, в основном желтые, редко с красноватым оттенком. Лимониты с сетчатой и ящичной текстурой распространены повсеместно, но встречаются реже, чем смоляная разность. Последняя широко распространена в пределах зоны окисления Каджарана и относится нами к типу „*стильпносидерит*“. Наблюдается большей частью в виде корочек, небольших почкообразных выделений (от 2—3 мм в поперечнике и более) и жилок. Нередко корки минерала имеют концентрическое сложение. Обычно стильпносидерит окрашен в черный цвет, реже в бурый. Блеск смолистый. Цвет черты бурый. Излом плоскораковистый. Реакция на фосфор положительная. Сильпносидерит из некоторых образцов при растворении в азотной кислоте дает с аммиаком ясную реакцию на медь. Часто корки стильпносидерита покрыты малахитом; в ряде мест, в поверхностной зоне месторождения, наблюдается обратная картина: под бугорчатой поверхностью стильпносидерита обнаруживается малахит.

В Анкаване стильпносидерит распространен широко и встречается в значительных количествах и поэтому стильпносидерит из Анкавана нам удалось охарактеризовать более полно.

Сильпносидерит Анкавана представлен в виде корочек, толщина которых варьирует в широких пределах от долей мм до 5 мм. Иногда стильпносидерит является цементирующей массой брекчиевидных пород. Поверхность корок натежная, бугорчатая. В поперечном сечении видно ясное концентрически слоистое строение. Излом скорлуповатый, иногда раковистый. Блеск сильный, смолистый; сложение плотное. В тонких осколках и по краям обычно наблюдается красное просвечивание. Под микроскопом цвет светло-серый. Изотропен. Очень редко, при большом увеличении, в стильпносидерите отмечается мельчайшая вкрапленность самородной меди.

В таблице 3 приведены данные химического анализа минерала (аналитик М. М. Стукалова, ВСЕГЕИ, Ленинград).

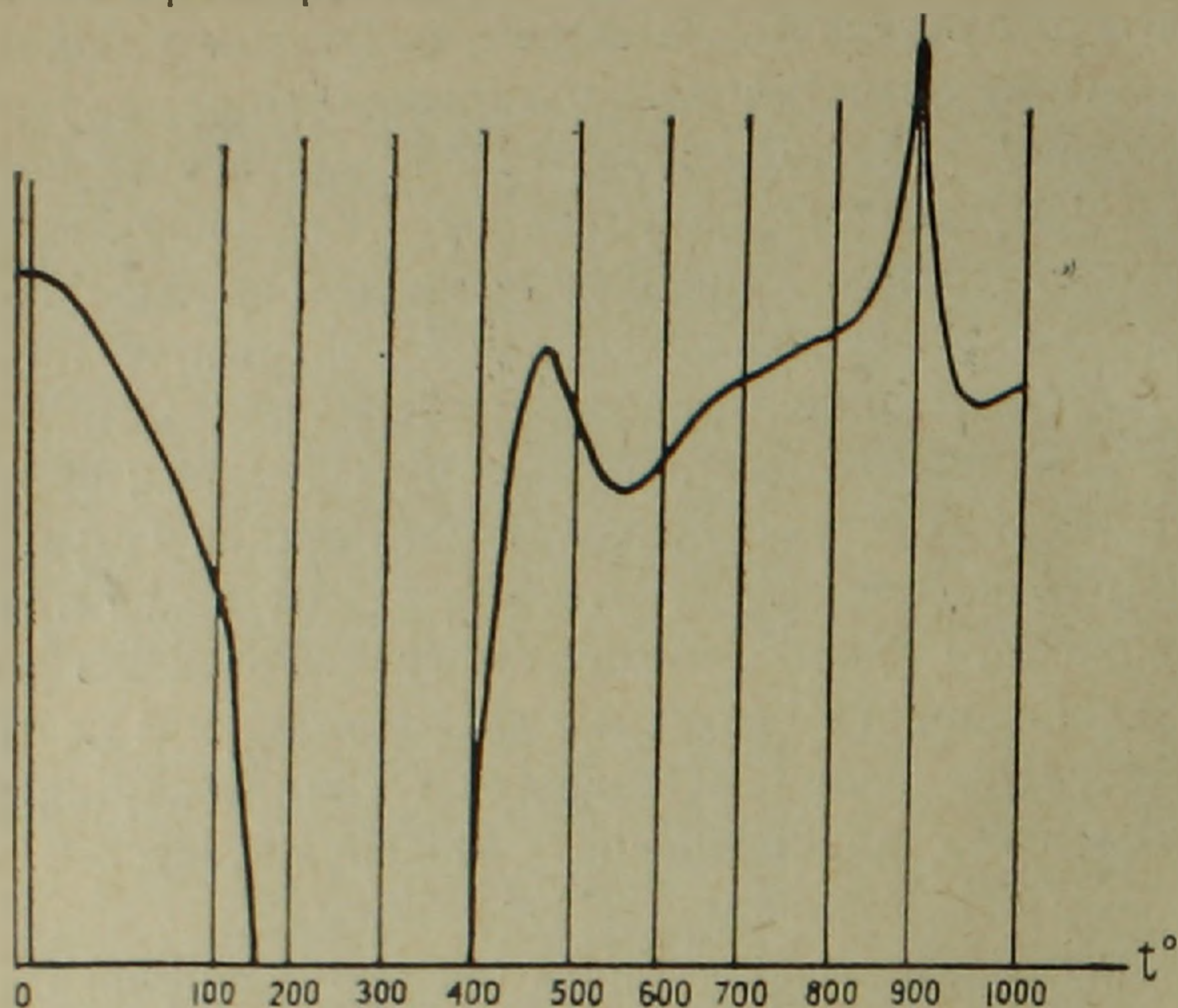
Полученные результаты могут быть несколько приближенно уложены в следующую формулу: $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Данные спектрального анализа описанного стильпносидерита приведены ниже (таблица 14). Обращают на себя внимание примеси: As, Ge, Ga, Ni.

На фиг. 7, 8 представлены кривые нагревания стильпносидерита, полученные с помощью регистрирующего прибора Курнакова*. Чувствительность прибора, при записи термограмм кривой № 1, была большая, чем при записи кривой нагревания № 2.

* Кривые нагревания любезно исполнены ст. научн. сотрудником лаборатории высоких температур ВСЕГЕИ (Ленинград) В. П. Ивановой.

При рассмотрении обеих кривых устанавливается, с одной стороны, частичная гидрогётитовая природа анализируемой смоляной разновидности минерала, но обе кривые в целом отличаются от обычных кривых гидрогетита.

Характерна тесная ассоциация смоляного лимонита и ярозита.



Фиг. 7,

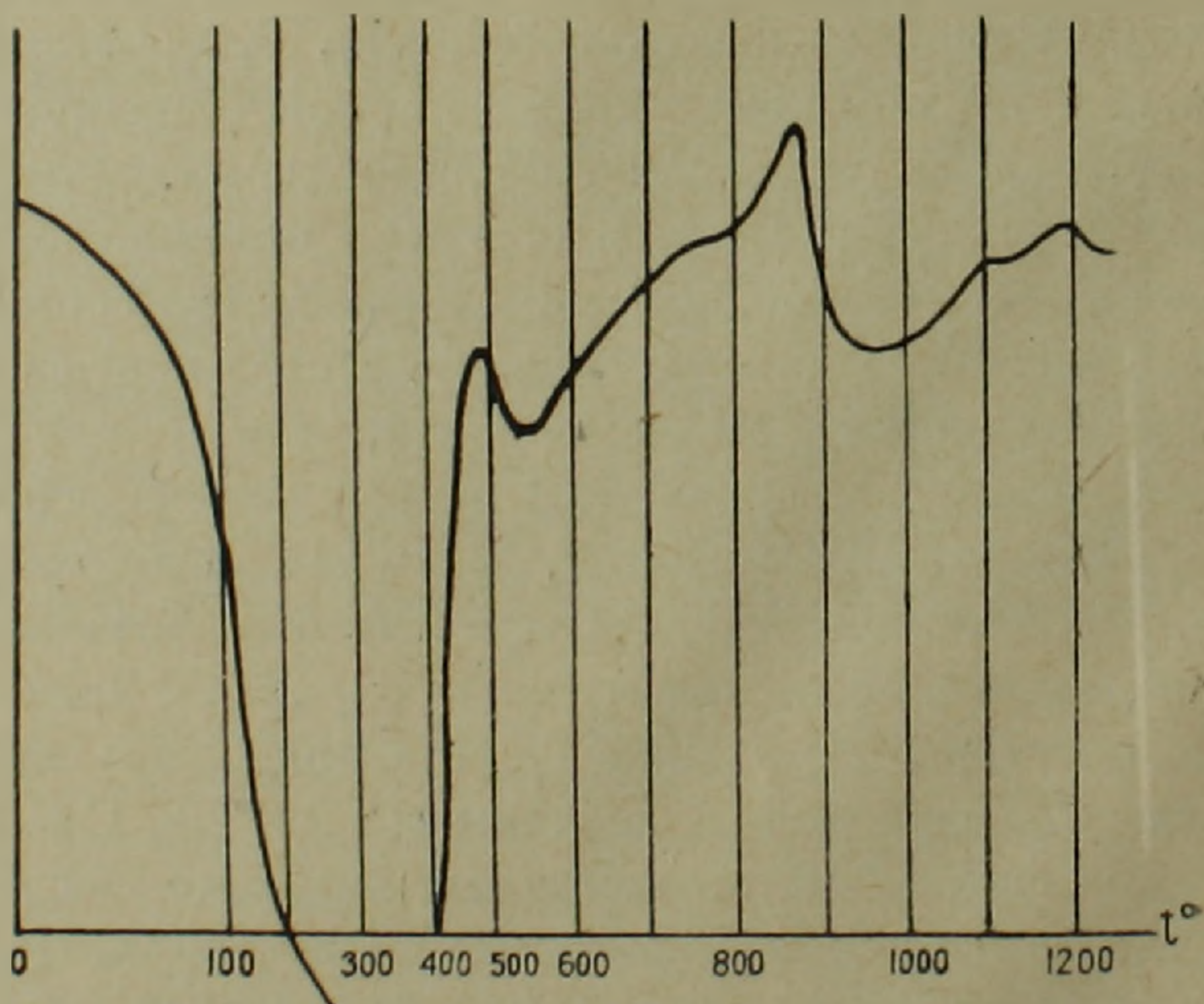
Помимо этого, в зоне окисления изученных месторождений встречается группа минералов из числа водных оксидов железа: гетит, гидрогетит, гидрогематит. Трудно привести точное описание каждого члена этой группы, так как они все связаны взаимопереходами и часто образуют смеси из этих минералов. Преобладает гидрогематит. К уча-

сткам гидрогематита приурочиваются скопления ярозита. Иногда заметен постепенный переход ярозита к гидрогематиту.

В некоторых выработках Агарака лимонит наблюдается в форме сталактитов (шт. №7), отложенных из циркулирующих рудничных вод.

Почти для всех лимонитовых образований Дастакерта характерна желтая окраска со слегка красноватым оттенком.

В таблице 14 приведены результаты химико-спект-



Фиг. 8.

роскопических анализов различных лимонитов из зоны окисления.

Псиломелан обнаружен в Агараке. Приурочен к участкам распространения черной брекчии, развитой в виде отдельных неболь-

ших выходов в районе рудного поля. Обломки брекчии цементированы черными корками и сплошными скоплениями псиломелана. Корки имеют слегка колломорфное строение. Толщина корок не превышает долей мм. От прикосновения иглы минерал легко разрушается. Хрупкий. Цвет черты буровато-черный. Реакция Фадеева четкая, характерная для псиломелана. В проходящем свете изредка в цементе черной брекчии наблюдаются участки,

Таблица 3

Компоненты	Данные анализа в %	Молекулярные количества	Отношение молекулярных количеств
SiO ₂	8,08	0,45	1,00
Fe ₂ O ₃	73,07		
CaO	0,07		
MgO	следы		
CuO	1,60	не обнаружено	
P ₂ O ₅	не обнаружено		
FeO	нет		
П.п.п.	17,40	0,91	2,02
Сумма	100,22	—	—

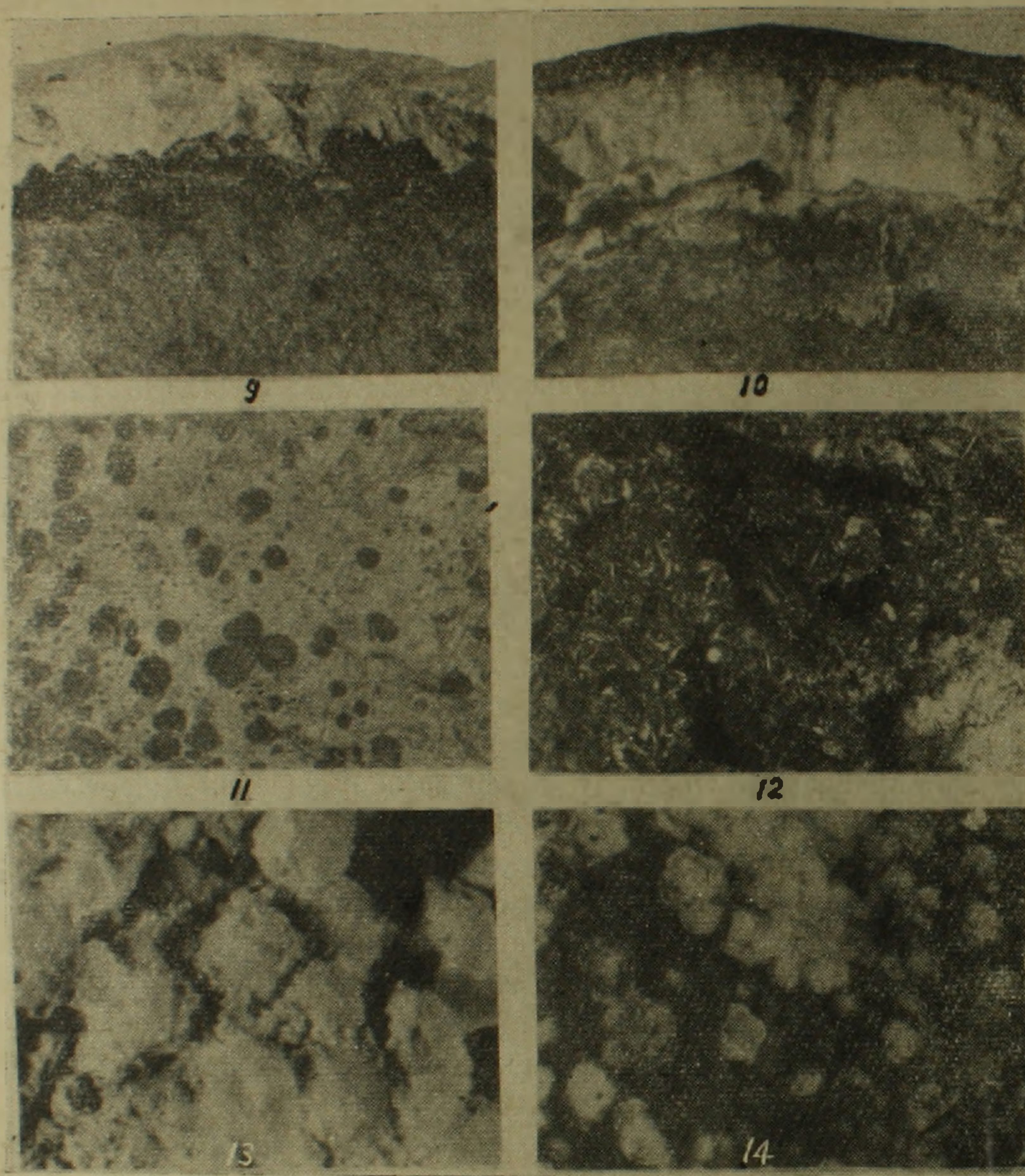
состоящие не из чисто марганцовистого вещества, а скорее из глинистого материала, интенсивно пропитанного гидроокислами марганца. Иногда на псиломелановых корках развивается тонкокристаллический азурит и чаще малахит. В пустотках и небольших полостях среди цементирующей марганцовистой массы наблюдаются корочки ярозита.

Лампадит кобальтсодержащий (медистый вад) был встречен в Каджаране и Агараке, причем в Каджаранском месторождении он является обычным, довольно широко распространенным минералом. Почти всегда встречается в виде налетов и небольших скоплений во вмещающих породах. Поверхность корок слабо бугорчатая. Излом скорлуповатый. Порошок минерала с бурой дает перл на марганец. Качественные реакции ряда образцов на медь положительные. Цвет черты черный. Мягкий. В нескольких образцах, взятых с поверхности (Каджаран), лампадит обнаруживает тонкое концентрически слоистое сложение. Агрегаты—большой частью небольшие почки, натеки. Лампадит местами покрыт натеками малахита. Иногда малахит заполняет центральные части почек лампадита и имеет лучистое строение. Границы между минералами резкие. По-видимому, малахит здесь двух генераций—одна генерация до лампадита, другая—после него.

Для ряда образцов лампадита Агарака были произведены качественные определения кобальта, показавшие четкую положительную реакцию. Для одного образца было произведено и количественное определение содержания кобальта и меди в лампадите. Результаты анализа (аналитик М. М. Стукалова, ВСЕГЕИ, Ленинград) показывают довольно высокое содержание кобальта—1,9% и меди—11,9%. Известно, что гели гидроокислов марганца способны адсорбировать кобальт. С. С. Смирнов [3] считает, что иногда, даже при совсем небольших содержаниях кобальта в сульфидных рудах некоторых месторождений свинца, цинка и меди в зоне окисления встречаются богатые кобальтом скопления марганцовистых образований. Таким образом, концентрация кобальта в лампадите Агарака вполне объяснима. В лампадите Каджарана, согласно данным спектрального анализа (табл. 14), отме-

чены также средние линии кобальта, причем последний был установлен и в чистых фракциях пирита и халькопирита из того же месторождения. Возможно часть Со связана с сульфидными минералами кобальта*.

Таблица 4



Фиг. 9. Малахит на корочке стильпносидерита. $\times 6$. Агарак.

Фиг. 10. Стильпносидерит на колломорфном малахите. $\times 6$. Агарак.

Фиг. 11. Оспенные выделения медно-марганцовой смоляной руды на корочке малахита. $\times 2$. Агарак.

Фиг. 12. Розетковидные агрегаты кристаллов азурита. $\times 10$. Каджаран.

Фиг. 13. Почкообразный галлуазит в массе сильно измененной хризоколлы. $\times 17$. Каджаран.

Фиг. 14. Почкообразные выделения аллофана (белое) в пустотках трещиноватого порфирита. $\times 4$. Дастакерт.

* В самое последнее время, при просмотре ряда шлифов из каджаранских руд, в сплошных полях пирита были обнаружены микроскопические выделения двух гипогенных минералов, по всем данным очень похожих на линнеит— Co_3S_4 и зигенит $(\text{Co}, \text{Ni})_3\text{S}_4$.

Медно-марганцовая смоляная руда. Редкое присутствие медно-марганцовой смоляной руды отмечены для всех изученных месторождений. Обычно развита в виде оспенных выделений по трещинам отдельности, в ассоциации с более ранним малахитом, или в виде корок и налетов.

Толщина корок не превышает 1 мм. Поверхность их неровная, бугорчатая, почкообразная. В изломе обнаруживается тонкослоистое строение. Обладает сильным смолистым блеском. Очень хрупкая. С бурой дает перл на марганец. Реакция на медь четкая. Под микроскопом в проходящем свете минерал имеет темно-коричневый цвет. В некоторых участках шлифов (Анкаван) центральные части почек состоят из колломорфного опала, затем следует оторочка медно-марганцовой смоляной руды и на ней — каемки малахита. В некоторых образцах отмечается обратная картина: почки, сложенные медно-марганцовой рудой, в центральной части заполнены малахитом.

Данные спектральных анализов медно-марганцовой руды приведены в табл. 14. Обращает внимание обилие примесей и наличие Ba, Mo, W, Ni, Ag, V, Co, что объясняется вообще резко проявленной способностью гелей гидроокислов марганца адсорбировать ряд катионов.

Карбонаты*. Представлены кальцитом, доломитом, анкеритом, очень редко встречающимися смитсонитом и церусситом, малахитом, азурином. Наиболее существенным медьсодержащим гипергенным минералом зоны окисления всех месторождений, безусловно, является карбонат меди — малахит.

Кальцит в небольшом количестве обнаружен в Агараке, Дастакерте и Анкаване, в приповерхностных частях рудных тел и в выработках, в участках современного просачивания вод.

В Агараке развит в небольших количествах, главным образом, по трещинкам и пустотам, образуя щетки и друзы на лимонитизированном материале. Сложение большей частью ясно кристаллическое. Часть гипергенного кальцита представлена современными новообразованиями в разведочных выработках. Цвет их белый, местами слегка желтоватый, вероятно, от примеси железа. В HCl вскипает бурно. Под микроскопом одноосный, отрицательный. В таблице 14 приведены результаты спектроскопического анализа чистой белой разности кальцита. Обращают на себя внимание линии Sr, Be, Mn. Кальцит из Дастакертского месторождения был проанализирован как химически, так и химико-спектроскопически (табл. 14).

Данные химического анализа минерала приведены в таблице 5.

Нередко на крупнокристаллическом кальците нарастают почки-сферолиты, состоящие из радиально-лучистых чрезвычайно тонких иголок. Окраска сферолитов молочно-белая.

* По-видимому, большая часть карбонатных скоплений является первичными жильными минералами.

Таблица 5

Компо- ненты	Данные анализа
SiO ₂	0,28
FeO	0,68
Fe ₂ O ₃	нет
CaO	54,05
MgO	0,05
MnO	1,43
П. п.п.	43,65
Сумма	100,15

Почки не обнаруживают перехода к подстилающей их основной кальцитовой массе. Показатель преломления тонкоигльчатого карбоната, измеренный иммерсионным методом $N_m = 1,681$, что отвечает доломиту.

Анкерит — установлен в Агараке и Дастакерте. Инкрустирует стенки пустоток и плоскости трещин отдельности ромбоэдрическими кристалликами. Цвет медово-желтый. Блеск стеклянный. Очень часто отдельные кристаллики покрыты черным железистым материалом. Под микроскопом отрицательный. Двупреломление сравнительно высокое. Показатели преломления, измеренные иммерсионным методом: $N_m = 1,736 - 1,731$ и $N_p = 1,60$. Данные спектрального анализа чистой разности минерала приведены в таблице 14. На анкерите развиваются мельчайшие разрозненные выделения малахита и реже азурита. Кое-где по плоскостям граней кристаллов анкерита отмечается почкообразная хрупкая медно-марганцовая смоляная руда.

Малахит встречается повсеместно в зоне окисления всех месторождений на поверхности и в выработках, иногда на больших глубинах.

Характер агрегатов очень разнообразен: налеты в трещинах отдельности, небольшие прожилки и выполнение небольших пустоток. Наиболее часто малахит наблюдается в виде землистых масс. Значительно реже он имеет кристаллическое сложение (лучистые агрегаты игльчатых кристаллов). Широко распространена колломорфная разность малахита.

Нередко лучистые агрегаты кристаллов малахита (Анкаван) переходят в желтый лимонит с сохранением формы игльчатых кристаллов. Часто с малахитом тесно ассоциирует азурит, развивающийся обычно позже малахита. Наблюдаемые взаимоотношения малахита и стильпносидерита (Агарак) свидетельствуют как о выделении более позднего стильпносидерита на корочках колломорфного малахита, так и о развитии малахита позже черного стильпносидерита. Малахит часто ассоциирует с хризоколлой; тонкие корочки последней нередко покрывают радиально лучистые пучки кристаллов малахита.

Азурит по распространенности уступает малахиту, присутствует повсеместно в рудах зоны окисления всех месторождений, преобладавая в ее поверхностных частях. Наиболее широко развит в Анкаване. Наблюдается в виде кристаллических бугорчатых розетковидных выделений, землистых масс, в виде небольших примазок в породе. Преобладающей формой выделения азурита являются ясно кристаллические агрегаты. Почти всегда азурит ассоциирует с малахитом, причем последний выделился несколько раньше азурита. Иногда отмечается тонкое переслаивание малахита с азуритом и совсем редко малахит

выделяется позже азурита. Очень интересен постоянный парагенезис азурита с медно-марганцовой рудой: оба эти минерала наблюдаются в тесном срастании.

Силикаты. Группа водных силикатов алюминия и меди не имеет широкого распространения и представлена галлуазитом, аллофаном, хризоколлой, корнуитом, парагенетически тесно связанным с гидроокислами железа каолинитом и чрезвычайно редко встречающимся только в Каджаране каламином.

Галлуазит встречен в небольшом количестве в поверхностных частях всех месторождений. Иногда тесно ассоциирует с хризоколлой (Каджаран), образует тонкие корочки на лимонитизированном материале на плоскостях трещин отдельности (Агарак, Дастакерт) и, наконец, развивается на опале (Анкаван). Обычно толщина корочек не превышает 1 мм. На поверхности корочек обычны трещинки дегидратации. Сложение плотное, каолиноподобное. Окраска белая, кремовая, желтоватая. Блеск восковой, матовый. Излом плоско-раковистый. Изотропен. Показатель преломления, измеренный иммерсионным методом $N_m = 1,460 - 1,456$. Несколько иные данные были получены для светло-желтого галлуазита Каджарана, его показатель преломления колеблется между $1,518 - 1,52$. Под микроскопом слабо анизотропен, с низким двупреломлением. Данные спектрального анализа галлуазита приведены в таблице 14.

Примесь Fe объясняется загрязнением лимонитом, медь возможно входит в состав минерала.

В таблице 6 приведены данные химического анализа чистого минерала.

Таблица 6

Компоненты	Данные анализа в %	Молекулярные количества	Отношение молеку- лярных количеств
SiO ₂	38,50	0,642	1,69
Al ₂ O ₃	38,76	0,380	1,00
CaO	0,95		
MgO	следы		
п. п. п.	21,83	1,213	3,19
Сумма	100,04	—	—

Полученные результаты могут быть уложены в следующую приближенную формулу: $Al_2O_3 \cdot 2 SiO_2 \cdot 3,5 H_2O$.

По-видимому, образование галлуазита связано с процессом выветривания алюмосиликатов.

Аллофан обнаружен только в Дастакерте, в отвалах канав, обнажениях поверхности и в устьевых участках выработок. Форма

отложения: микропочковидные корочки и сталактитообразные выделения в свободных полостях трещин отдельности. Размер почек в поперечнике от долей мм до 2 мм. Толщина корочек не больше 2—3 мм. Окраска бирюзово-синяя, голубовато-серая, голубовато-зеленая, небесно-голубая, голубовато-белая, иногда в центральных частях отдельных почек молочно-белая. Хрупкий, с раковистым изломом. Блеск стеклянный, у натечной разности эмалевидный. В тонких осколках почти прозрачный. Изотропен. Показатель преломления, измеренный иммерсионным методом $N_m = 1,480$.

Результаты спектральных анализов двух образцов минерала приведены в таблице 14.

Взаимоотношение со смоляной разностью лимонита и с малахитом, в ассоциации с которыми был встречен аллофан, свидетельствует о его выделении позже смоляного лимонита и несколько раньше малахита.

Хризokolла встречена в единичных пунктах поверхности Центрального участка Каджарана; более распространена в Анкаване. Больших скоплений хризokolлы нигде не наблюдается.

Коллоидальная разность водного силиката меди—к о р н у и т—была встречена только в отвалах старых штолен Каджарана.

Обычно хризokolла наблюдается в виде корочек, тончайших жилок и редко выполняет пустотки вмещающих пород (Каджаран), покрывает лимонитизированные скарны и часто небольшие площади сплошного малахита (Анкаван). Там, где хризokolла заполняет многочисленные пустотки, она как бы является цементом разрушенной породы. Для хризokolлы из Каджарана наиболее обычны светло-голубовато-зеленые тона. Толщина корок колеблется от 0,1 мм до 0,5 см. Иногда минерал пронизывает всю породу. В пустотках в условиях свободного роста создаются причудливые формы, ячейки (привильнее— „псевдоячейки“) до 3—4 мм в поперечнике, с очень тонкими, от 0,1 до 0,2 мм перегородками из того же материала. Частью хризokolла имеет бугорчатую поверхность. Отмечено, что в местах, где развиты корки и налеты, хризokolла опаловидна и обладает раковистым изломом. Там, где хризokolла имеет бугорчатую поверхность, она обладает более низкой твердостью. Поверхность отдельных бугорков неровная. Иногда хризokolла обнаруживает колломорфное строение. От действия HCl не вскипает. Соляная и другие кислоты постепенно разлагают минерал. Под микроскопом тонкие частицы минерала почти изотропны. Показатель преломления колеблется между 1,553—1,556. Г. Шварц (цитируется С. С. Смирновым) считает разность хризokolлы с аналогичным показателем преломления одной из наиболее часто встречающихся в окисленных медных рудах.

Нередко замечен постепенный переход описанной разности хризokolлы в рыхлые, слабо уплотненные разности, с беловато-желтой окраской; в последних почти всегда наблюдаются корки галлуазита.

Встреченная на ряде участков Анкавана хризokolла несколько

отлична от описанной выше. Так, например, в отвалах штолен участка Дальняя Дамир-Магара, почковидные корочки лучистого малахита покрыты хризоколлой, обладающей серовато-голубой, светло-зеленой, иногда почти бесцветной окраской. Поверхность корочки хризоколлы имеет восковой блеск. На ней заметны трещинки усыхания. Переход от хризоколлы к малахиту иногда довольно резкий. Показатель преломления, измеренный иммерсионным методом $N_p \geq 1,583$; $N_g \approx 1,592$.

Взаимоотношения хризоколлы и малахита говорят о более позднем отложении силиката меди.

Данные спектральных анализов чистой разности хризоколлы приведены в таблице 14.

Водные арсенаты обнаружены на поверхности Анкаванского месторождения. Представлены скородитом, вернее сложной коллоидной смесью скородитового вещества с кремнеземом, лейкохальцитом (?) и фармакосидеритом.

Скородит представлен корочками с неровной бугорчатой поверхностью. Окраска яблочно-зеленая. Среди наиболее темноокрашенной разности отмечаются небольшие, почти совсем прозрачные участки со стеклянным блеском. Излом плоско раковистый. Блеск восковой. В HCl растворяется очень медленно, без выделения пузырьков. Изотропен. Показатель преломления выше $N_m \gg 1,780$. Данные спектрального анализа чистого минерала приведены в таблице 14. Результаты спектрального анализа, показатель преломления, близость штуфов со скородитом к участкам, где был обнаружен ряд других гипергенных мышьяковистых минералов, позволяют нам данный минерал определить как скородит или, что вернее, как сложную коллоидную смесь скородитового вещества с кремнеземом и, возможно-хризоколлой.

Известно, что скородит является обычным продуктом окисления арсенопирита и весьма редко развивается за счет окисления других, первичных минералов мышьяка. Образование скородита путем отложения из раствора происходит значительно реже. На месторождении ни В. Н. Котляр и др. исследователи, ни автор не обнаружили арсенопирита. Скородитовые скопления позволяют предполагать либо наличие арсенопирита в рудах Анкавана, либо, что пока более вероятно, образование скородита за счет теннантита. Форма проявления скородита свидетельствует о его образовании путем отложения из растворов.

Фармакосидерит приурочен к заохренным трещинам и к небольшим пустоткам с колломорфным опалом на стенках. Наблюдается в виде корочек и небольших друз, кристалликов кубического габитуса. Размер кристалликов не превышает долей мм. Иногда кристаллики „одеты“ в лимонитизированную коричневую оболочку. Окраска минерала оливково-травяно-зеленая, иногда медово-желтая. Блеск стеклянный или алмазный. Почти прозрачен. Под микроскопом устанавливаются крайне низкие, аномально серые цвета интерференции. Неко-

торые зерна изотропные. Показатель преломления, измеренный иммерсионным методом, $N_m \approx 1,706$.

Результаты спектрального анализа чистой разности минерала приведены в таблице 14.

Аналогично скородиту и лейкохальциту (?) фармакосидерит, по всей вероятности, образовался за счет теннантита.

Сульфаты. Представлены довольно распространенным ярозитом, гипсом, очень редко встречающимися баритом и андезитом, а также бронзантитом, феррокупрохалькантитом, халькантитом и в тесной с ним ассоциации мелантеритом, копиапитом, фиброферритом, минералом из группы блёдита и, наконец, ильземанитом.

Брошантит обнаружен в единичных пунктах Каджарана и Агарака. Минерал представлен в виде плотной корки (толщ. 0,5—1,0 мм) на кремнистой измененной породе. Окрашен в черновато-зеленый цвет. Растворяется в соляной и азотной кислотах. Под микроскопом обнаруживает лучистое строение, высокие характерные аномальные цвета интерференции. Тесно ассоциирует с малахитом.

Спектроскопический анализ чистой разности брошантита приведен в таблице 14.

Гипс—обычный минерал зоны окисления всех изученных месторождений, наиболее развит в Агараке и Анкаване. Большей частью значительные скопления этого минерала фиксируются в породах, слагающих нарушенные участки. Устанавливается в виде тонких пластинок по плоскостям трещин отдельности или в виде сростков и небольших друз, выстилающих пустоты в гидротермально сильно измененных вмещающих породах, а также в виде отдельных удлиненных кристаллов, размером до 3 см (Агарака).

Прожилки гипса на больших глубинах (до 200 м) обычны (Каджаран), но главным образом минерал развит в приповерхностной зоне.

Феррокупрохалькантит обнаружен в ряде мест Центрального участка Каджарана. В отвалах минерал встречается в виде тонких голубоватых землистых масс на оруденелых штуфах монцонитов, содержащих реликты полуокисленных сульфидов.

Наиболее значительные скопления были обнаружены в устье старой выработки, в районе утесов центральной дайки. Здесь в кровле и бортах выработки, по трещинам в сильно измененной ожелезненной породе и в виде налетов на ней наблюдаются выделения феррокупрохалькантита. Обычно минерал окрашен в зеленые тона. Блеск стеклянный. Почти прозрачный. Хрупкий. Развит в виде сплошных „сталактитообразных“ масс и отдельных небольших зернышек. В некоторых участках минерал образует сплюснутые кристаллы таблитчатого габитуса. Размер кристаллов в длину до 1—2 мм, при толщине не выше десятых долей мм. Пластины расположены незакономерно, иногда собраны в розетки. Показатель преломления свежего, не измененного минерала, в изотропных сечениях измеренный иммерсионным методом (N_m), составляет 1,543—1,542.

В таблице 7 приводятся результаты химического анализа неизмененного минерала (аналитик А. А. Петросян, ИГН АН Армянской ССР).

Недостаток воды объясняется обезвоживанием феррокупрохалькантита на воздухе. Качественная реакция на ZnO отрицательная.

Формула цодвергнутого анализу минерала с некоторым приближением: $(Cu, Fe) O \cdot SO_3 \cdot 4H_2O$, что отвечает железосодержащему халькантиту—феррокупрохалькантиту.

Х а л ь к а н т и т—налеты халькантита фиксируются в Каджаране, Дастакерте, Анкаване. Минерал обычно образует тонкие, голубовато-белые налеты в ряде штуфов руды из отвалов.

В Агараке халькантит—часто встречающийся минерал; его корочки и налеты наблюдаются в устьевых частях почти всех старых выработок, реже в новых штольнях и вблизи русел рек. Окраска синевато-голубоватая, иногда с зеленоватым оттенком. Блеск стеклянный. Поверхность сплошных скоплений халькантита неровная, слабо бугорчатая. Иногда на поверхности минерала заметны трещинки усыхания. Корки обнаруживают признаки тонкослоистого строения. Очень часто на голубоватом полупрозрачном халькантите наблюдаются выцветы и

Таблица 7

Компоненты	Данные анализа в %	Молекулярные количества	Отношение молекуляр- ных количеств
SiO_2	0,08		
CuO	14,8	0,185	
Fe_2O_3	1,55		1,00*
FeO	13,65	0,190	
$-H_2O$	27,80		
$+H_2O$	5,45	1,84**	4,09
П. п. п. без $SO_3 \cdot SO_3$	32,13	0,45	1,00
Сумма	96,13	—	—

* Небольшой недостаток FeO , по всей вероятности, объясняется тем, что часть FeO перешла в Fe_2O_3 .

** В расчет взята вся вода, т. е. молекулярные количества $+H_2O - H_2O = 27,8 + 5,45 = 33,25\%$.

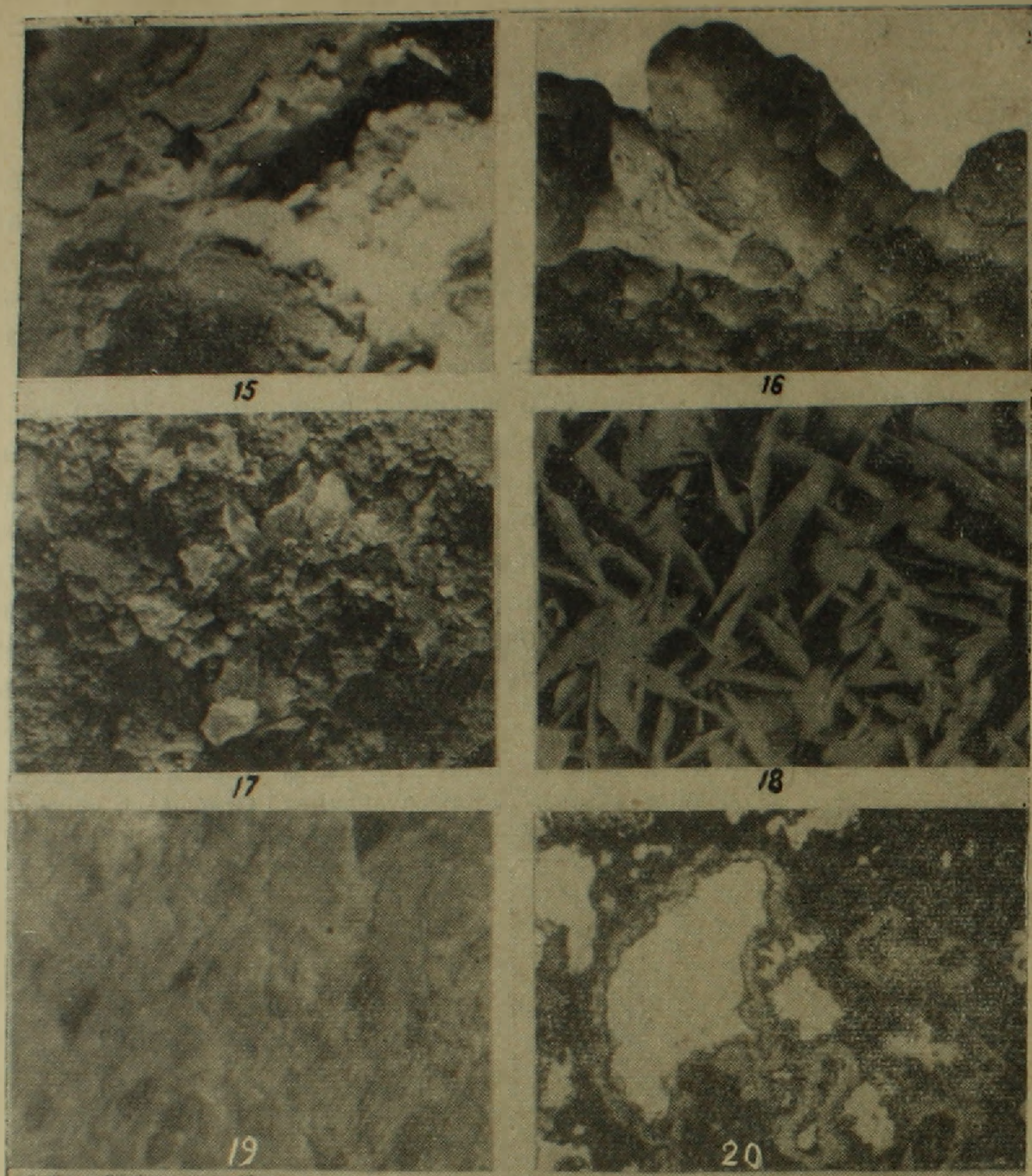
небольшие участки рыхлых, беловато-желтых масс, по-видимому, образовавшихся в результате дегидратации халькантита.

Показатели преломления, измеренные иммерсионным методом: $N_p = 1,520$; $N_m \gg 1,538$ и $N_g \approx 1,544$. $2V = 54^\circ$.

Химический анализ чистой разности минерала приведен в таблице 9.

Данные химического анализа укладываются в формуле $CuO \cdot SO_3 \cdot 5H_2O$, что соответствует халькантиту.

К о п и а п и т ($2Fe_2O_3 \cdot 5SO_3 \cdot 17H_2O$) встречен в небольшом количестве в Дастакерте. Приурочен к участку надеждо измененных порфиров, сильно осветленных, каолинизированных (участок Ял-юрт). Пред-



Фиг. 15. Заполнение хризокolloй пустот, стенки которых покрыты колломорфным ярозитом. $\times 10$. Каджаран.

Фиг. 16. Хризокolloвая корочка на почках малахита. $\times 4$. Анкаван.

Фиг. 17. Кристаллические зерна белого гипса на почкообразной корочке малахита. $\times 2$. Агарак.

Фиг. 18. Щетки таблитчатого феррокупрохалькантита. $\times 22$. Каджаран.

Фиг. 19. Скопления тонких иголочек фиброферрита, образующих спутанно-волокнистые массы. $\times 15$. Каджаран.

Фиг. 20. Агрегаты кварцевых зерен, отороченные ярозитом. $\times 76$. Каджаран.

ставлен микросферолитами и тонкими налетами. Сложение рыхлое, иногда более плотное. Блеск восковой. Под микроскопом слюдоподобен, с яркими цветами интерференции. Погасание прямое, в некоторых зернах волнистое. Удлинение положительное. Показатели преломления, измеренные иммерсионным методом $N_p \geq 1,526$ и $N_g = 1,577$. В

Таблица 9

Компоненты	Данные анализа в %	Молекулярные количества	Отношение молекуляр- ных количеств
SO ₃	29,93	0,37	1
CuO	26,28	0,39	1
Fe ₂ O ₃	0,20		
CaO	0,8	0,02	
MgO	нет		
H ₂ O	33,32	1,85	5,00
Нерастворимый остаток*	6,55		
Сумма	97,08	—	—

* Щелочи не определялись, но М. М. Стукалова отмечает их наличие.

холодной воде медленно растворяется. Наличие копиапита, по-видимо-
му, связано с несколько повышенной пиритизацией данного участка.

Фиброферрит. Значительное присутствие фиброферрита обнаружено в Каджаране, в одной старой выработке, в тесной ассоциации с феррокупрохалькантитом. Скопления минерала покрывают сильно измененную, ожелезненную породу. Цвет светло-желтоватый. Под бинокулярной лупой обнаруживается микрокристаллическое строение, причем кристаллики, развитые большей частью в виде тонких иголок, образуют спутанно-волокнистые массы. Блеск шелковистый. В воде не растворяется. Под микроскопом тонкие иголки плеохроируют от светло-желтого до бесцветного и обнаруживают косое погасание, угол приблизительно 12°. Удлинение положительное. Показатели преломления в двух направлениях дают: 1,577 и —1,530.

В таблице 10 приведены данные химического анализа чистого минерала (аналитик Т. М. Митюшина, ИГН АН СССР, Москва).

Таблица 10

Компоненты	Данные анализа в %	Молекулярные количества	Отношение молекуляр- ных количеств
Fe ₂ O ₃	29,80	0,186	1
SO ₃	31,32	0,391	2,1
H ₂ O	36,76	2,04	11,0
Сумма	97,88	—	—

Полученные результаты могут быть уложены в следующую формулу: Fe₂O₃·2SO₃·11H₂O.

Минерал с таким составом отвечает фиброферриту. В таблице 14 приведены результаты спектроскопического анализа чистой разности фиброферрита.

Минерал выделился явно позже феррокупрохалькантита.

Минерал из группы блёдита (астраханит) встречен только в Агараке, в устьевых частях старых выработок. Детальному изучению был подвергнут образец, взятый из выработки, расположенной на северном склоне ущелья р. Ай-Дараси.

Склон в данном месте очень крутой, солнца здесь почти не бывает. Выработка почти вся завалена, доступен лишь район устья, на расстоянии 3 м. Выработка сухая.

В левом борту заметна зияющая трещина, на стенках которой видны обильные скопления белого минерала; тонкие налеты последнего наблюдаются также на всех стенках и на кровле. Окраска минерала белая и изредка желтоватая, по-видимому, от загрязнения гидроокислами железа. Сложение рыхлое. В воде растворяется почти без остатка. В HCl растворяется, образуя подобие студня. Вкус кислый, неприятный. Под микроскопом бесцветный. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления, измеренные иммерсионным методом $N_g = 1,464 - 1,460$, $N_m = 1,460 - 1,456$, $N_p = 1,449$.

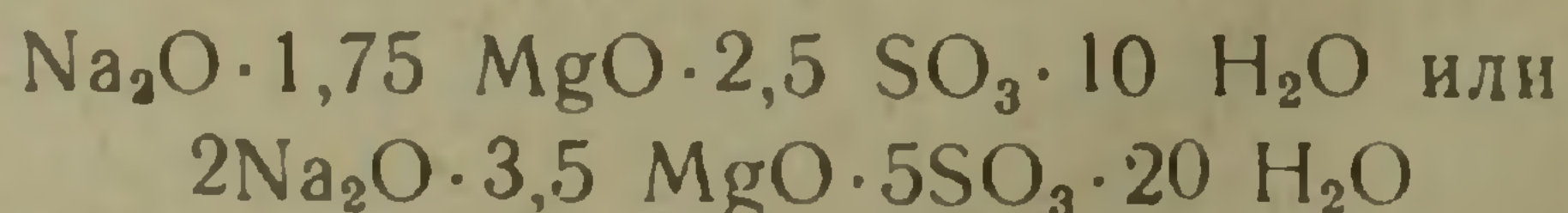
Данные спектрального анализа чистой разности минерала приведены в таблице 14.

В таблице 11 приведены данные химического анализа чистого минерала (аналитик М. М. Стукалова, ВСЕГЕИ, Ленинград).

Таблица 11

Компоненты	Данные анализа в %	Молекулярные количества	Отношение молекуляр- ных количеств
SO ₃	37,60	470	2,54
MgO	12,50	313	1,75
Na ₂ O	11,03	178	1
H ₂ O	32,01	1777	9,98
Fe ₂ O ₃	2,12	013	—
CaO	0,30	0,06	—
K ₂ O	0,53	0,06	—
Нерастворимый остаток	4,01	—	—
Сумма	100,10	—	—

Полученные результаты могут быть уложены в следующую формулу:



Минерал с таким составом относится к группе гидросульфатов щелочей и магния и стоит ближе всего к блёдиту, теоретическая формула которого: $2\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{MgO} \cdot 4\text{SO}_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$.

По сравнению с теоретическим составом исследованный нами минерал содержит избыток H₂O и несколько повышенное количество MgO.

Обнаружение этого минерала вызывает чрезвычайный минералогический интерес, так как наличие блёдита (астраханита) обычно при-

урочивается исключительно к соляным озерным отложениям. В наших условиях он является индикатором той специфической обстановки (крутые склоны, быстрый сток воды и т. д.), в условиях которой только и мог отложиться этот легко растворимый минерал.

Интересно отметить, что в существующей литературе совершенно нет упоминания о присутствии водных сульфатов натрия и магния в зоне окисления рудных месторождений как зарубежных, так и Союза.

Ярозит фиксируется, главным образом, в приповерхностных частях рудных тел Каджарана, Агарака, Анкавана в виде корочек, налетов отдельных скоплений, иногда небольших прожилков. На Дастакертском месторождении ярозита очень мало и только на участке Ял-юрт штуфы пиритизированных порфиритов из отвалов канав содержат повышенное количество этого минерала.

Цвет ярозита меняется от светло-желтого до темно-бурого. Изменение окраски ярозита зависит большей частью от примесей гидроокислов железа. Нередко в поверхностных условиях ярозит обнаруживает переход к красноватому гидрогематиту.

Ярозит обычно представлен плотными скрытокристаллическими массами. Излом корочек раковистый, с матовым блеском. Под биноклем плотные разности иногда обнаруживают колломорфное строение. Наряду со скрытокристаллическими корками (в Анкаване) были встречены ясно кристаллические выделения ярозита. Сложение его в корочках большей частью плотное, массивное. Ясно кристаллическая разность рыхлая, порошковатая.

Под микроскопом в ярозите (Анкаван) из рыхлых порошковатых масс наблюдались хорошо индивидуализированные кристаллики с гексагональными и трапецеоэдрическими сечениями. Цвета интерференции яркие, в базальных сечениях серые. Наименьший показатель преломления, измеренный иммерсионным методом, $n_p \sim 1,714$, другой показатель преломления значительно выше—1,780.

Средний показатель преломления плотного, почти свежего ярозита из Каджарана равен 1,79.

Иногда агрегаты и отдельные зерна гидротермального кварца оторочены ярозитом. В образцах нашей коллекции свежие разности ярозита из Каджарана представлены в количествах, недостаточных для полного химического анализа, поэтому пришлось ограничиться частичным анализом не совсем чистого минерала, слегка загрязненного гидроокислами железа (табл. 12).

Щелочи не были определены из-за недостатка материала.

В таблице 13 приводится химический анализ ярозита из Агарака (аналитик М. М. Стукалова, ВСЕГЕИ, Ленинград).

Полученные результаты могут быть уложены в следующую формулу: $(Na, K)_2 O \cdot 4 (Fe, Al)_2 O_3 \cdot 5 SO_3 \cdot 9 H_2O$.

Минерал с таким составом может быть несколько условно (ввиду несколько повышенных содержаний компонентов в Fe_2O_3 , SO_3 и H_2O) отнесен к натроярозиту.

Таблица 12

Химический анализ ярозитов Каджарана и Шоптыкуля (Казахстан)

Каджаран*		Шоптыкуль**	
Компоненты	Данные анализа в ‰	Компоненты	Данные анализа в ‰
Fe ₂ O ₃	53,41	Fe ₂ O ₃	54,55
SO ₃	26,6	SO ₃	26,78
H ₂ O	14,04	H ₂ O	11,39
Щелочи	не опред.	Na ₂ O	4,70
Сумма	94,05	—	—

* Аналитик Т. М. Митюшина, ИГН АН СССР, Москва.

** По данным Ф. В. Чухрова, 1940 г.

Таблица 13

Компоненты	Данные анализа в ‰	Молекулярные количества	Отношение молекулярных количеств
Fe ₂ O	39,88	0,251	3,86
Al ₂ O ₃	1,60	0,021	
K ₂ O	0,90	0,011	
Na ₂ O	3,72	0,061	
MnO	нет		4,71
P ₂ O ₅	0,20		
SO ₃	26,17	0,33	
CaO	нет		
MgO	следы		8,85
H ₂ O	11,21	0,62	
Нерастворимый остаток	16,72		

Данные спектрального анализа ряда образцов ярозита приведены в таблице 14.

Почти повсеместно наблюдается тесная связь ярозита с лимонитом, в ряде случаев на корках стильпносидерита развивается светло-желтый ярозит. Иногда при большом увеличении бинокулярной лупы в поперечном сечении корочек отмечается чередование тонких полос стильпносидерита и ярозита, в связи с чем меняется и окраска минерала. Там, где ярозит представлен более или менее чистой мономинеральной разностью, он желтый; там, где он несет следы перехода к водным окислам железа, ярозит принимает желто-бурую с коричневым оттенком, а иногда просто бурую окраску.

Ильземанит (MoO₃·SO₃·5H₂O) отмечен только в Дастакерте в виде редких черных порошковатых налетов на поверхности молибденита.

Молибдаты. Представлены повеллитом, ферримол ибдитом и эозитом (?), причем последний был обнаружен только в продуктах флотации каджаранских руд.

Таблица 14

**СВОДНАЯ ТАБЛИЦА РЕЗУЛЬТАТОВ СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА ГИПЕРГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ
ГЛАВНЕЙШИХ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЕНИИ**

[illegible]

Условные обозначения

■ Очень сильные линии — Выше среднего линия — Самые тонкие
 ■ Средние линии — Средняя линия --- Среды линии

Повеллит встречен в Каджаране (на Центральном и Давачинском участках), приурочен только к кварцевым прожилкам. В Агараке повеллит наблюдался только в единичных шлифах. В Анкаване, на Главном участке, несмотря на несомненную карбонатную обстановку (скарны), образование молибдата кальция, по-видимому, не получает большого развития.

Повеллит Каджарана представлен исключительно в виде листоватых псевдоморфоз по первичному молибдениту. Окраска минерала непостоянная: так, в образцах из ущелья Давачи он обладает почти всегда светло грязно-зеленым цветом и редко—серовато-белым, наоборот, повеллит из кварцевой жилы Центрального участка обыч-

но почти белого цвета и очень редко зеленого. Чисто белый повеллит и повеллит из Давачинского участка, имеющий зеленую окраску, были подвергнуты спектральному (таблица 14) и рентгенометрическому анализам. Сравнение межплоскостных расстояний, полученных дебаеграмм обоих образцов повеллита показывает совершенную их тождественность.

Отметим, что наличие повеллита (главным образом, в кварцевых жилах) почти всегда исключает присутствие ферримолибдита.

Ферримолибдит отмечен в тех или иных количествах для всех изученных месторождений. Значительных скоплений не дает. Наблюдается почти всегда в виде микроигльчатых кристаллических тонких налетов по трещинам отдельности в кварцевых жилах и во вмещающих породах, содержащих молибденит. Иголочки располагаются без всякой закономерности. Нередко при выполнении пустоток в кварце ферримолибдит наблюдается в виде сплошных корок с бугорчатой поверхностью. Иногда серно-желтые налеты ферримолибдита тесно связаны с лимонитовыми налетами и дают незаметные переходы к ним.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступило 10.XII-56 г.

Ն. Ա. ՀԱԿՈՔՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՊՂԻՆՁ-ՄՈՒԻԲԴԵՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ
ՕՔՍԻԴԱՑՄԱՆ ԶՈՆԱՅԻ ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱՅԻ
ՀԱՐՅԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Սուլֆիդային հանքավայրերի օքսիդացման զոնայում ընթացող բարդ պրոցեսների վերլուծման ընթացքում ամենակարևորն է, օքսիդացման զոնան կազմող միներալների մանրազննին ուսումնասիրությունը, որը լույս է սփռում այդ պրոցեսների էություն ըմբռնման վրա:

Հանրահայտ է, որ օքսիդացած հանքանյութերը ծայր աստիճան անհամասեռ են, աչքի են ընկնում բազմազանությունամբ և միներալային ասոցիացիաների բարդությունամբ:

Հոգվածում, հեղինակը նպատակահարմար է գտնում տալ Հայաստանի պղինձ-մոլիբդենային գլխավոր հանքավայրերի օքսիդացման զոնայից նկարագրվող միներալների հնարավորին չափ մանրամասն բնութագիրը և նրանց գտնվելու պայմանները:

Քաջարանի, Ագարակի, Դաստակերտի և Հանքավանի (Մխիթանա) օքսիդացման զոնաների հանքանյութերի կազմում մասնակցում են՝ բնածին էլեմենտներ, օքսիդներ, կարբոնատներ, սիլիկատներ, ջրային-արսենատներ, սուլֆատներ և մոլիբդատներ: Բոլոր միներալները, որոշակի մանրամասնությամբ նկարագրված են մակրոսկոպիկ, միկրոսկոպիկ, քիմական, քիմիա-սպեկտրոսկոպիկ, և վերջապես տերմիկ մեթոդներով: Բերվում են նաև միներալների պարագենետիկ ասոցիացիաները և նրանց առաջացման սլայմանները:

ЛИТЕРАТУРА

1. Котляр В. Н. Структура и генезис Мисханского молибденово-медного месторождения в Армении. Изв. АН Армянской ССР, № 2, 1946.
2. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд. АН СССР, 1955.
3. Хитаров Н. И. Повеллит—минерал только ли зоны окисления? Изв. АН Армянской ССР, № 8, 1947.
4. Чухров Ф. В. Рудные месторождения Джезказгано-Улутавского района в Казахстане. Изд. АН СССР, 1940.
5. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.
3. Шадлун Т. Н. Зона окисления колчеданного месторождения Блява на Южном Урале. Труды ИГН АН СССР. Вып. 96, 1948.

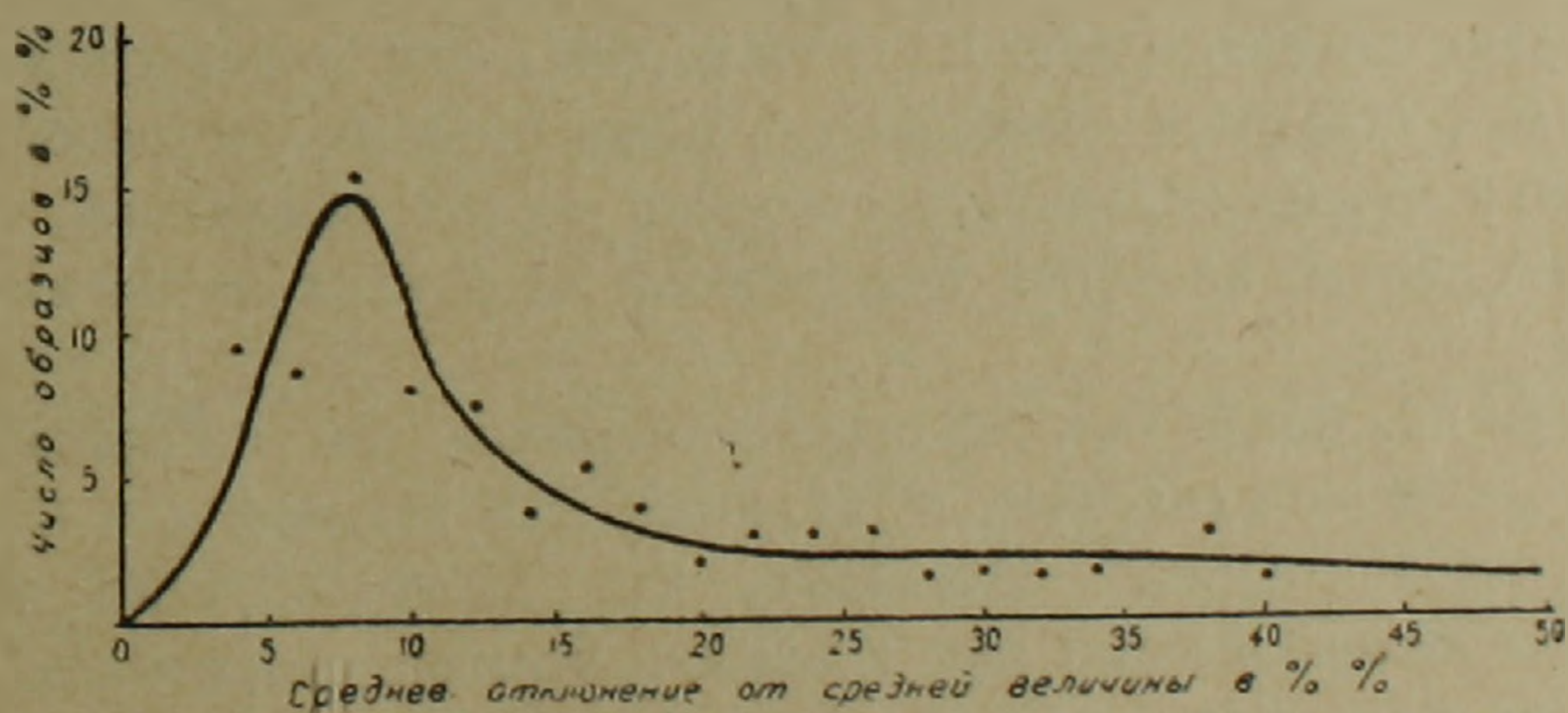
Э. А. АРУТЮНЯН

О МАГНИТНЫХ СВОЙСТВАХ ГОРНЫХ ПОРОД ХРЕБТОВ ПАМБАКСКОГО И ЦАХКУНЯЦ (МИСХАНСКОГО)

В 1952 г. в Ахтинском районе Армянской ССР, в центральных частях хребтов Памбакского и Цахкуняц, на участке Мармарикской надвиговой зоны (между сс. Ахта и Анкаван) была проведена общая магниторазведочная съемка с целью выявления перспективных участков в отношении железного оруденения.

Для истолкования полученных магнитных аномалий проводилось изучение магнитных свойств горных пород. Измерения производились с помощью магнитометра М-2, при цене деления 11—15 гамм, над грубообработанными образцами различных размеров. Определялись магнитная восприимчивость χ и остаточное намагничение I_r .

Нами составлена вариационная кривая (фиг. 1), по которой можно судить о точности измерений χ на магнитометре М-2 по образцам произвольной формы. По оси абсцисс отложены средние отклонения значений χ , полученных по трем осям образца от их арифметического среднего в процентах, по оси ординат — число образцов в про-



Фиг. 1. Результаты измерений χ , распределенные по величине среднего отклонения от средней величины.

центах. При составлении кривой использованы данные по 289 магнитным образцам горных пород района. Ниже приводится таблица распределения указанных образцов по величине χ и по относительным значениям I_r .

Таблица 1

$\chi \cdot 10^6$	Число образцов	То же в %	$I_r : I_i$	Число образцов	То же в %
До 100	—	—	0	83	28,7
от 100 до 500	9	3,1	до 1	102	35,2
от 500 до 1000	35	12,1	от 1 до 2	40	13,8
от 1000 до 10000	235	81,3	от 2 до 5	29	10,0
10000 и выше	10	3,4	от 5 до 10	13	4,5
			10 и выше	22	7,6

Из таблицы видно, что подавляющее большинство образцов обладает остаточным намагничением. Несмотря на это, как показывает вариационная кривая, более 40% измерений χ выполнено с погрешностью менее 10% и около 65% — с погрешностью менее 20%. Большие значения погрешности в основном получились для образцов с относительно большими значениями I_r .

В результате статистической обработки данных по 490 образцам, нами составлена сводная таблица магнитных свойств горных пород исследованного района (табл. 2). Кроме того, для магнитных пород составлены вариационные кривые (фиг. 2, 3, 4, 5).

Из теории метода измерения магнитных свойств горных пород и руд по образцам произвольной формы известно, что точность определения χ и I_r — порядка 5—10%; отсюда следует, что если отношение между индуцированным и остаточным намагничением велико и превосходит десяток единиц, то значение меньшей величины находится в пределах погрешности измерений и является сомнительным. Поэтому, когда величина I_r составляет не более десятой доли I_i , числовое значение первого не приводится, лишь указывается, что оно незначительно по сравнению с I_i . Наоборот, если относительно велико I_r , то не приводится значение χ . Таким образом, в рассматриваемых случаях нужно пользоваться только одной величиной, отсутствующая же вторая величина практически не влияет на интенсивность аномалии.

В случаях, когда под действием образцов не наблюдались отклонения магнитной системы, в таблицах, для величин χ и I_r сделана отметка „незначительно“. Очевидно, что такие образцы являются практически немагнитными или слабомагнитными. Определения χ этих образцов на астатическом магнитометре показали, что подавляющее большинство из них практически немагнитны.

При построении вариационных кривых для χ , образцы со значениями χ , незначительными по сравнению с I_r , включались в группу наименьших значений (от 0 до $500 \cdot 10^{-6}$ CGSM или от 0 до $1000 \cdot 10^{-6}$ CGSM). Аналогично поступали при построении кривых I_r . Возможно, в некоторых случаях это обстоятельство несколько исказило начальные части кривых, особенно для χ сильномагнитных пород.

Таблица 2

Сводная таблица магнитных свойств горных пород центральных частей хребтов Памбакского и Цахкуняц (района Мариарикской надвиговой зоны)

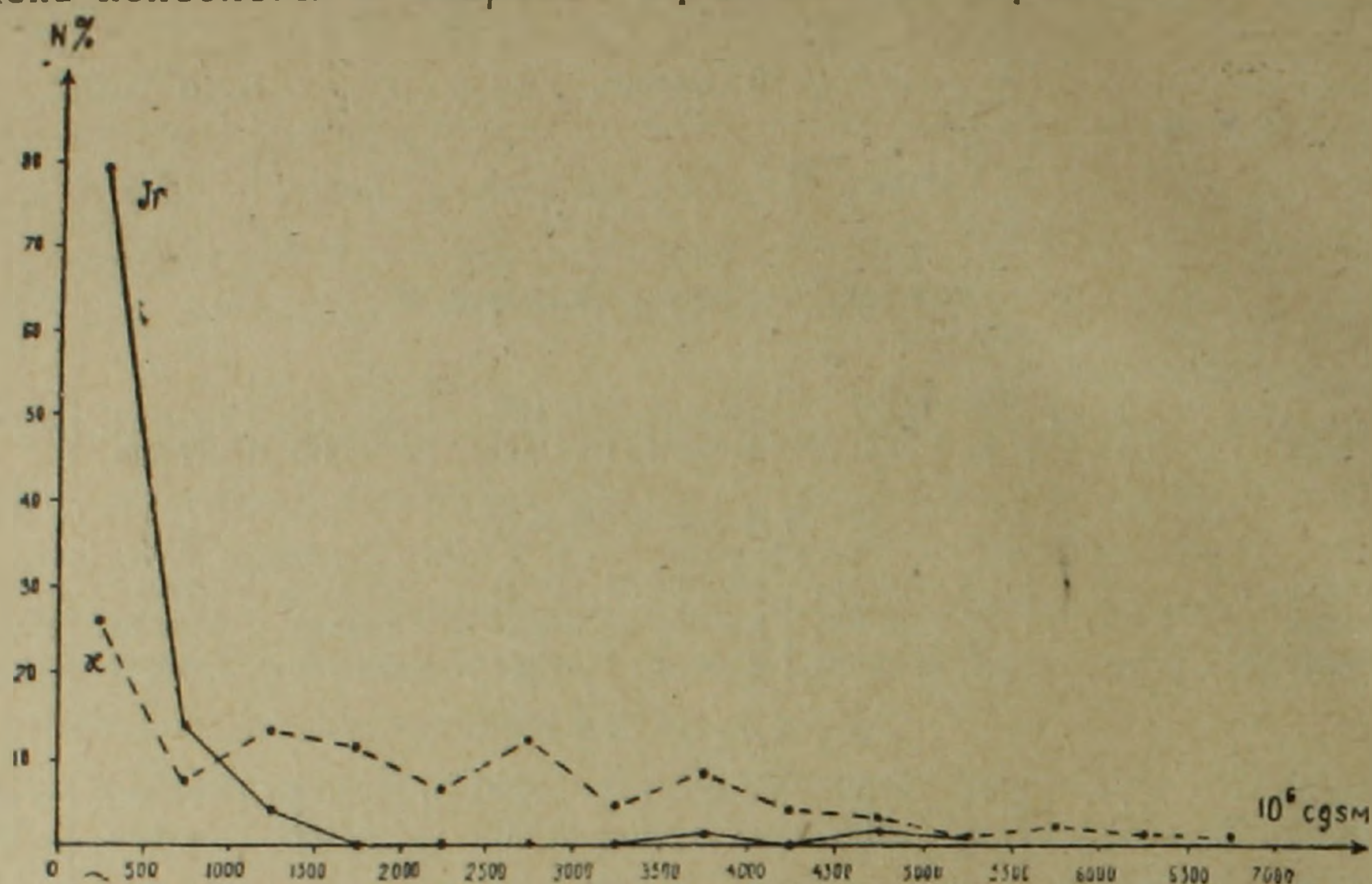
Название породы	кол. образцов	$\chi \cdot 10^6$ CGSM			$I_r \cdot 10^6$ CGSM		
		макс.	мин.	средн.	макс.	мин.	средн.
Нижний палеозой-допалеозой							
Метаморфические сланцы	48	2000	незнач.	100	незнач.	незнач.	незнач.
Порфириды	8	4200	незнач.	500	800	незнач.	100
Верхний мел							
Песчаники	9	незнач.	незнач.	незнач.	незнач.	незнач.	незнач.
Известняки	3	незнач.	незнач.	незнач.	незнач.	незнач.	незнач.
Конгломераты	3	незнач.	незнач.	незнач.	незнач.	незнач.	незнач.
Средний эоцен							
Порфириды	55	9700	незнач.	2200	143000	незнач.	4000
Туфобрекчии порфирита	9	2400	незнач.	400	77000	незнач.	9300
Щелочные метаморфизованные породы							
Порфириды	5	4600	незнач.	2400	800	незнач.	300
Туфобрекчии порфирита	7	2800	незнач.	1400	3000	незнач.	500
Лейцитовые порфиры .	5	3300	незнач.	1400	4500	незнач.	1200
Миоцено							
Андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты, трахи-андезиты .	81	11700	незнач.	1600	53000	незнач.	4500
Обсидианы, липариты, липарито-дациты . .	10	3800	незнач.	500	24500	незнач.	5500
Четвертичные породы							
Лавы типа „А“, „D“, „Е“	44	8400	незнач.	1300	202000	500	28000
Интрузивные породы							
а) Нижний палеозой							
Плагнограниты, лейкократовые граниты . .	26	незнач.	незнач.	незнач.	незнач.	незнач.	незнач.
б) Верхний эоцен							
Щелочные и нефелиновые сиениты	19	3700	незнач.	1200	5400	незнач.	500
в) Миоцен							
Гранодиориты, кварцевые диориты, диориты	133	6600	незнач.	1900	21500	незнач.	500

Детальное рассмотрение полученных данных показывает следующее:

1. Метаморфические сланцы и порфириды нижнего палеозоя-допалеозоя, за исключением нескольких образцов, являются практически немагнитными.

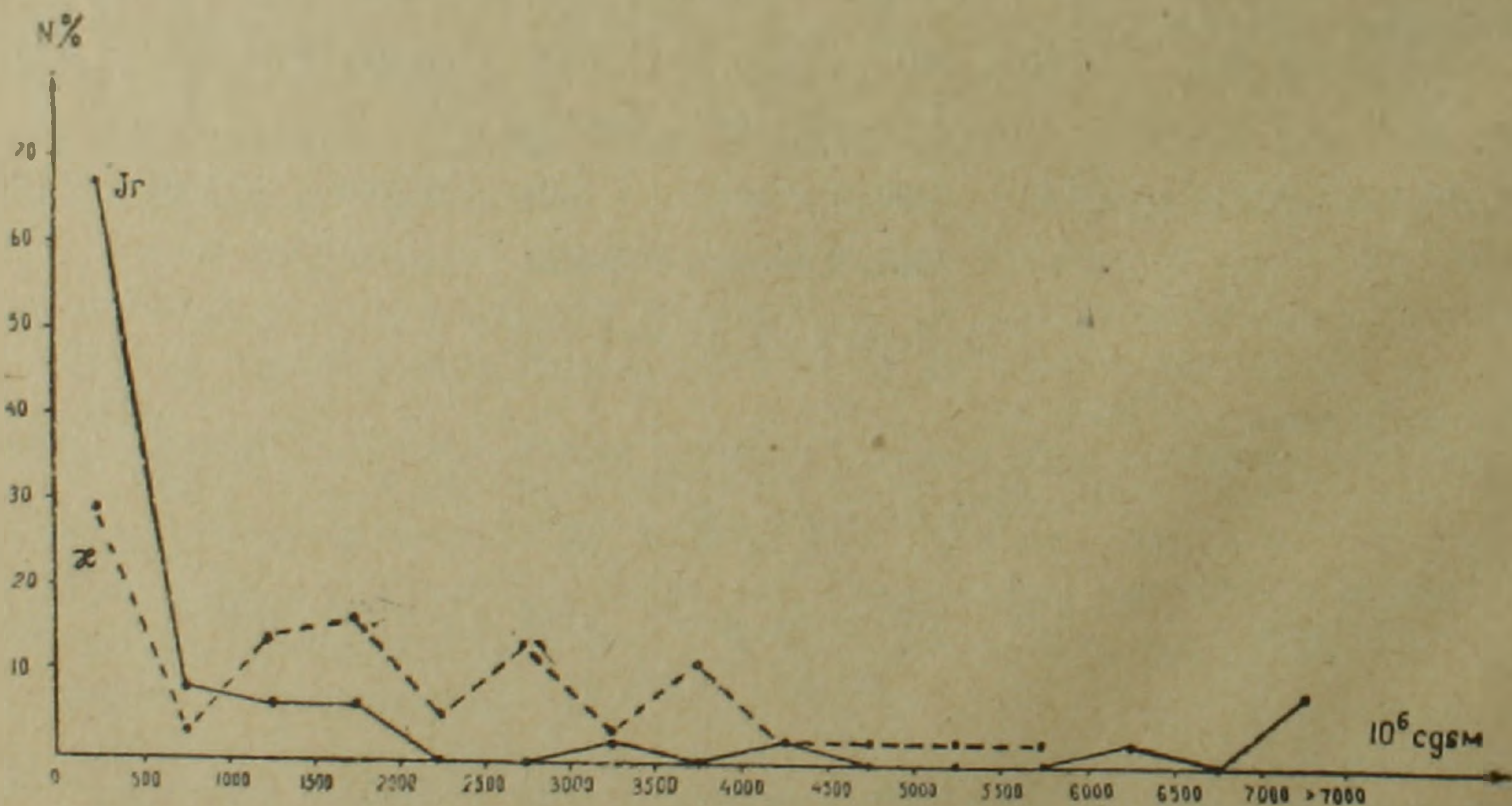
2. Осадочные отложения верхнего мела практически немагнитны.

3. Магнитная восприимчивость вулканогенных пород среднего эоцена колеблется в широких пределах—от практически немагнит-



Фиг. 2. Вариационные кривые χ и J_r интрузивных пород миоцена (132 образца).

ных до магнитных. Породы этой толщи почти всегда обладают остаточным намагничением. Как видно из вариационных кривых (фиг. 3), примерно 35% образцов имеют χ до $1000 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$;



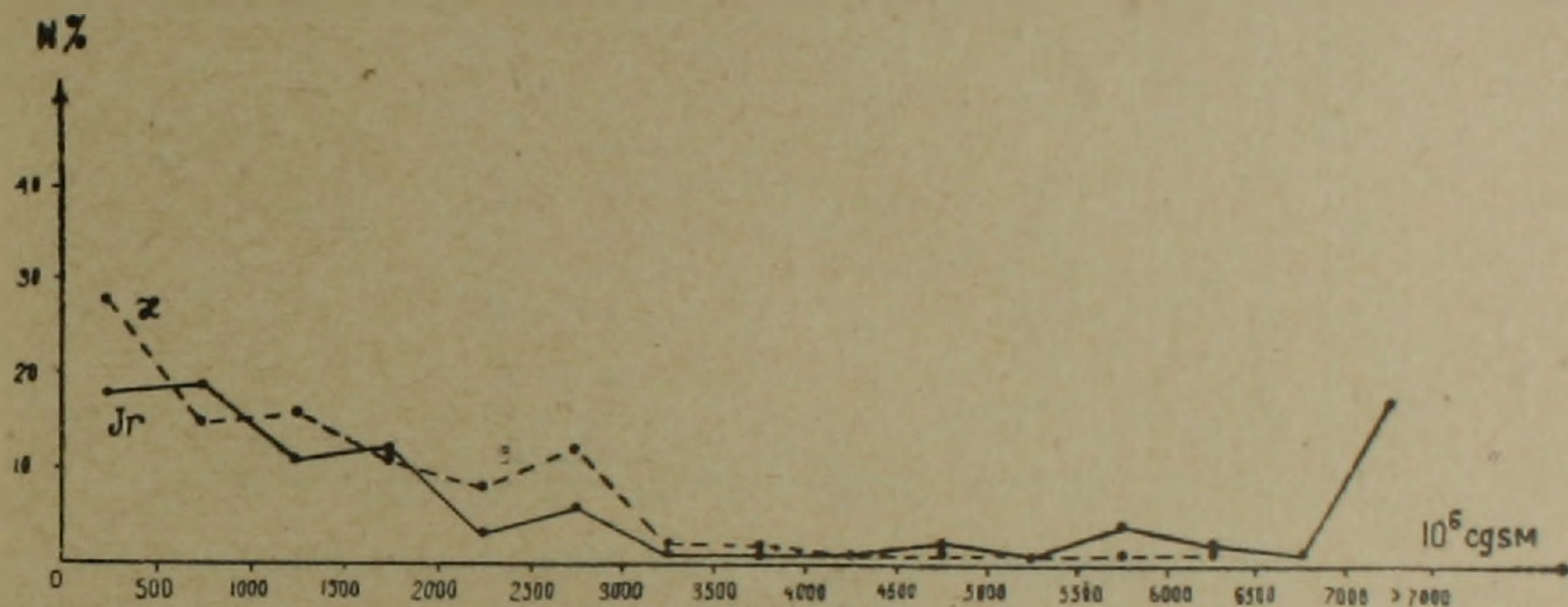
Фиг. 3. Вариационные кривые χ и J_r горных пород вулканогенной толщи среднего эоцена (63 образца).

χ остальных образцов, в основном, распределяется в интервале от 1000 до $4000 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$. Для 70% образцов J_r не превышает $500 \cdot 10^{-6}$

CGSM, среди остальных образцов значительная часть обладает высоким I_r , достигающим в максимуме до $143000 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$.

Магнитная восприимчивость щелочных метаморфизованных пород этой толщи также меняется в широких пределах, в максимуме доходя до $4600 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$. Они характеризуются сравнительно меньшим остаточным намагничением, не превышающим $4500 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$.

4. Магнитная восприимчивость эффузивных пород миоплиоцена колеблется в значительных пределах—от практически немагнитных до магнитных, в максимуме доходя до $11700 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$. Породы этой толщи обладают также значительным остаточным намагничением, в отдельных случаях достигающим $53000 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$. Как видно из вариационных кривых (фиг. 4), около 45% образцов имеют χ до $1000 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$; большая часть остальных образцов обладает χ от 1000 до



Фиг. 4. Вариационные кривые χ и I_r эффузивных пород миоплиоцена (91 образец).

$3000 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$. Примерно 40% образцов обладают I_r менее $1000 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$; около 20% образцов обладают I_r свыше $7000 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$. Остальные образцы, по величине I_r , распределяются более или менее равномерно в интервале от 2000 до $7000 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$.

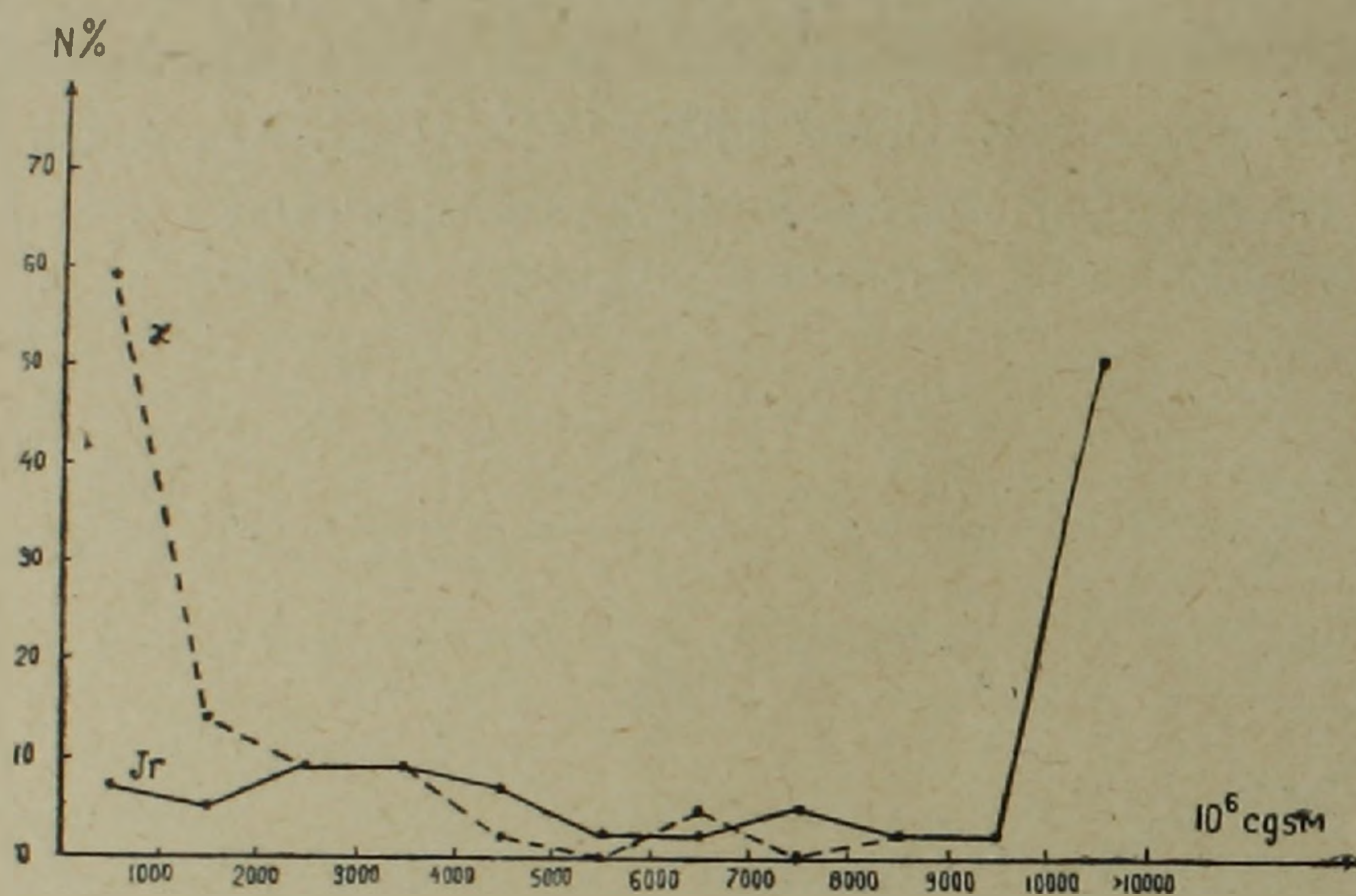
По имеющимся данным, породы миоплиоцена наиболее магнитны в районе сс. Кабахлу, Соух-Булах и к ЮЗ от с. Такярлу.

5. Базальты и андезиты-базальты четвертичного возраста обладают значительной магнитной восприимчивостью и сильным остаточным намагничением. Значения χ четвертичных лав колеблются в широких пределах, достигая в максимуме $8400 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$. Как видно из вариационных кривых (фиг. 5), около 60% образцов четвертичных лав попадает в группу со значениями χ до $1000 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$. Это объясняется тем, что примерно половина образцов обладает сильным (более $10000 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$) остаточным намагничением, очень часто в десять и более раз превышающим индуцированное намагничение, а для этих случаев значения χ отмечались как „незначительные“.

6. Из интрузивных пород — плагнограниты и лейкократовые гра-

ниты нижнего палеозоя являются практически немагнитными. Щелочные и нефелиновые сиениты верхнего эоцена, судя по небольшому числу образцов, в основном, магнитны. χ для них изменяется в широких пределах, в максимуме доходя до $3700 \cdot 10^{-6}$ CGSM. Остаточное намагничение, изменяясь в значительных пределах, в основном небольшое.

Среди интрузивных пород района исследования наиболее магнитными являются гранодиориты и кварцевые диориты миоцена. χ и I_r изменяются для них в широких пределах. χ характеризуется значи-



Фиг. 5. Вариационные кривые χ и I_r четвертичных лав (44 образца).

тельной величиной; I_r в основном небольшое. Это видно из рассмотрения вариационных кривых (фиг. 2), на которых почти 80% образцов обладает величиной I_r меньше $500 \cdot 10^{-6}$ CGSM, тогда как образцы со значениями χ до $500 \cdot 10^{-6}$ CGSM составляют менее 30%.

По имеющимся данным, гранодиориты и кварцевые диориты района с. Атарбежян (у дороги Ахта-Цахкадзор) и с. Анкаван (Мисханский интрузив), в основном, являются практически немагнитными. Те же породы наиболее магнитны в районе с. Ахавнадзор.

Из изложенного видно, что магнитные свойства горных пород меняются в весьма широких пределах в зависимости от возраста (магнитность повышается от древних пород к более молодым), а для одновозрастных пород в зависимости от их состава и петрографических особенностей.

Как известно, одна лишь величина вектора I_r еще не определяет интенсивности поля Z , создаваемого остаточным намагничением горных пород, так как очень часто направление вектора I_r не совпадает с направлением вектора I_0 . Влияние последнего фактора нами исследовано на примере четвертичных лав района. Было отобрано 15

ориентированных образцов из различных обнажений. Результаты определения их магнитных свойств приведены в таблице 3.

Таблица 3

Название породы	Место взятия	$\chi \cdot 10^6$	$I_r \cdot 10^6$	$\psi^1)$	$\varphi^2)$	$I_r : I_i$
Четвертичные лавы типа „Е“	Севернее с. Ахта, вправо от дороги Ереван—Севан	1080	14000	9°	131°	26,0
"	"	2030	22200	—11°	157°	21,9
"	"	2030	11900	11°	127°	11,8
"	"	3080	12300	17°	147°	8,0
"	"	1760	14700	—11°	142°	16,6
"	"	18000	208000	70°	53°	23,1
"	"	2480	34000	11°	227°	27,4
"	"	1160	15500	4°	193°	26,7
Четвертичные лавы типа „D“	Южная окраина с. Кахси, левый берег р. Раздан	2680	8160	0°	265°	6,1
"	"	770	670	—17°	214°	1,7
"	"	1970	4900	—8°	68°	5,0
Четвертичные лавы типа „Е“	Южная окраина с. Кахси, правый берег р. Раздан	3580	6840	—22°	127°	3,8
"	"	6350	11200	—2°	93°	3,5
"	"	2920	10400	14°	138°	7,1
"	"	5550	6100	—13°	94°	2,2

1) ψ —угол отклонения вектора I_r от горизонтальной поверхности.

2) φ —азимут вектора I_r .

Данные таблицы показывают, что для четвертичных лав направление вектора I_r не совпадает с направлением вектора I_i . То же самое имеет место (по данным единичных образцов) для интрузивных пород миоцена, порфиринов среднего эоцена и третичных лав.

Из таблицы видно также, что для отобранных нами образцов вектор I_r , в основном, располагается в интервале $+20^\circ \div -20^\circ$ (считая от горизонтальной поверхности). Следовательно, для рассматриваемого района величина вектора I_r четвертичных лав не должна в полной мере сказываться на интенсивности поля Z , поскольку направление вектора I_r близко к горизонтальному.

Проведенное изучение магнитных свойств горных пород района позволяет сделать следующие выводы:

1. Горные породы центральных частей хребтов Памбакского и Цахкуняц по магнитным свойствам подразделяются на три группы:

а) практически немагнитные ($\chi = 0 - 100 \cdot 10^{-6}$ CGSM) — плагиограниты, лейкократовые граниты нижнего палеозоя, песчаники, известняки, конгломераты верхнего мела, метаморфические сланцы, порфириды нижнего палеозоя-допалеозоя;

б) слабомагнитные ($\chi = 100 - 1000 \cdot 10^{-6}$ CGSM) — метаморфические сланцы, порфириды нижнего палеозоя-допалеозоя (частично).

в) магнитные ($\chi = 1000 - 5000 \cdot 10^{-6}$ CGSM и более) — лавы чет

вертичного возраста, эффузивные породы миоцено, вулканогенные породы среднего эоцена, гранодиориты, кварцевые диориты миоцена, щелочные и нефелиновые сиениты верхнего эоцена.

2. Эффузивные и сравнительно в меньшей мере интрузивные породы характеризуются не только высокой магнитной восприимчивостью, но и высоким остаточным намагничением, часто в 10 и более раз превышающим индуцированный магнетизм; наиболее высоким остаточным намагничением обладают четвертичные лавы, являющиеся самыми магнитными породами района.

3. По имеющимся предварительным данным, направление вектора остаточного намагничения пород, как правило, не совпадает с направлением вектора индуцированного намагничения.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 25.XI.56

Է. 2. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

ՓԱՄՐԱԿԻ ԵՎ ԾԱՂԿՈՒՆՅԱՑ (ՄԻՍԽԱՆԱՅԻ) ԼԵՌՆԱՇՂԹԱՆԵՐԻ ԼԵՌՆԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՄԱԳՆԻՍԱԿԱՆ ՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

ա մ փ ո փ ո լ մ

Ուսումնասիրելով Փամբակի և Ծաղկունյաց լեռնաշղթաների կենտրոնական մասի (մարմարիկյան վրաշարժային զոնայի շրջան) լեռնային ապարների մագնիսական հատկությունները, հեղինակը հանգել է հետևյալ եզրակացություններին՝

1. Փամբակի և Ծաղկունյաց լեռնաշղթաների կենտրոնական մասի լեռնային ապարները, ըստ նրանց մագնիսական հատկությունների, կարելի է բաժանել 3 խմբի՝

ա) գործնականորեն ոչ մագնիսական ($\chi = 0 - 100 \cdot 10^{-6}$ CGSM) — ստորին պալեոզոյի պլագիոգրանիտներ, էյկոկրատ գրանիտներ, վերին կավճի ավազաքարեր, կրաքարեր, կոնգլոմերատներ, ստորին պալեոզոյ—մինչպալեոզոյի մետամորֆային թերթաքարեր, պորֆիրիտներ.

բ) թույլ մագնիսական ($\chi = 100 - 1000 \cdot 10^{-6}$ CGSM) — ստորին պալեոզոյ—մինչպալեոզոյի մետամորֆային թերթաքարեր, պորֆիրիտներ (մասամբ).

գ) մագնիսական ($\chi = 1000 - 5000 \cdot 10^{-6}$ CGSM և ավելի) — չորրորդական լավաներ, միոպլիոցենի էֆուզիվ ապարներ, միջին էոցենի հրաբխային ապարներ, վերին էոցենի ալկալային և նեֆելինային սիենիտներ, միոցենի գրանոդիորիտներ, կվարցային գիորիտներ.

2. էֆուզիվ և ինտրուզիվ ապարները (վերջինները համեմատաբար ավելի քիչ չափով) օժտված են ոչ միայն բարձր մագնիսական զգայունակությամբ, այլև բարձր մնացորդային մագնիսականությամբ, որը հաճախ մեծ չափով գերազանցում է ինդուկցիոն մագնիսականությունը:

3. Ըստ նախնական տվյալների, համարյա միշտ մնացորդային մագնիսականության վեկտորի ուղղությունը չի համընկնում ինդուկցիոն մագ-

նիսականության վեկտորի ուղղության հետ: Քննարկվող շրջանի համար չորրորդական լավաների մնացորդային մագնիսականության վեկտորի ուղղությունը մոտ է հորիզոնականին, որի հետևանքով մնացորդային մագնիսականության վեկտորի մեծությունը լրիվ չափով չի կարող ազդել մագնիսական դաշտի ուղղաձիգ բաղադրիչի ինտենսիվության վրա:

4. Լեռնային ապարների մագնիսական հատկությունները փոփոխվում են շատ լայն սահմաններում կախված նրանց հասակից (մագնիսականությունը ավելանում է հին ապարներից դեպի ավելի երիտասարդները), իսկ միևնույն հասակի ապարների համար կախված նրանց կազմությունից և պետրոգրաֆիական առանձնահատկություններից:

ПЕТРОГРАФИЯ

С. Б. АБОВЯН, Г. М. АРУТЮНЯН

МАГНЕЗИТИЗИРОВАННЫЕ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ
АРМЕНИИ И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

В процессе изучения ультраосновных пород Армении авторы столкнулись с весьма интересным явлением магнетизации, которым характеризуются почти все разновидности ультраосновных пород. В связи с тем, что в последние годы выяснилась практическая ценность магнетизированных ультраосновных пород, то изучение вопроса происхождения этих пород приобретает актуальное значение.

Детальные наблюдения показывают, что магнетизированные ультраосновные породы возникли за счет процессов выветривания ультраосновных пород (дунитов, перидотитов и серпентинитов), охватывающих поверхностную часть их верхних горизонтов [1]. В связи с этим находят себе объяснение те специфические формы и условия залегания этих пород, которыми они характеризуются.

На всей площади развития ультраосновных интрузивных пород Армении магнетизированные породы образуют разрозненные друг от друга участки, имеющие в плане неправильные формы. Как правило, они более или менее вытянуты в одном направлении, совпадающем с общим СЗ или околоширотным простиранием самых материнских пород — дунитов, перидотитов и серпентинитов. Размеры этих участков самые различные и колеблются от нескольких десятков квадратных метров до 1 кв. км. В вертикальном направлении глубина магнетизации не превышает 4—5 м.

Внешне магнетизированные участки ультраосновных пород характеризуются сильной разрыхленностью и, как правило, обычно превращены в землистую массу белого и серовато-белого цветов. Местами в разрыхленной массе сохранились отдельные плотные обломки округлой формы, представляющие собой остатки материнских пород, за счет которых образовалась рыхлая масса. Размеры их небольшие и обычно колеблются от долей см до 10—15 см. Внутренняя часть этих остаточных пород обычно сложена плотными разностями, которые по направлению к периферии разрыхляются и постепенно сливаются с общей массой разрыхленных пород.

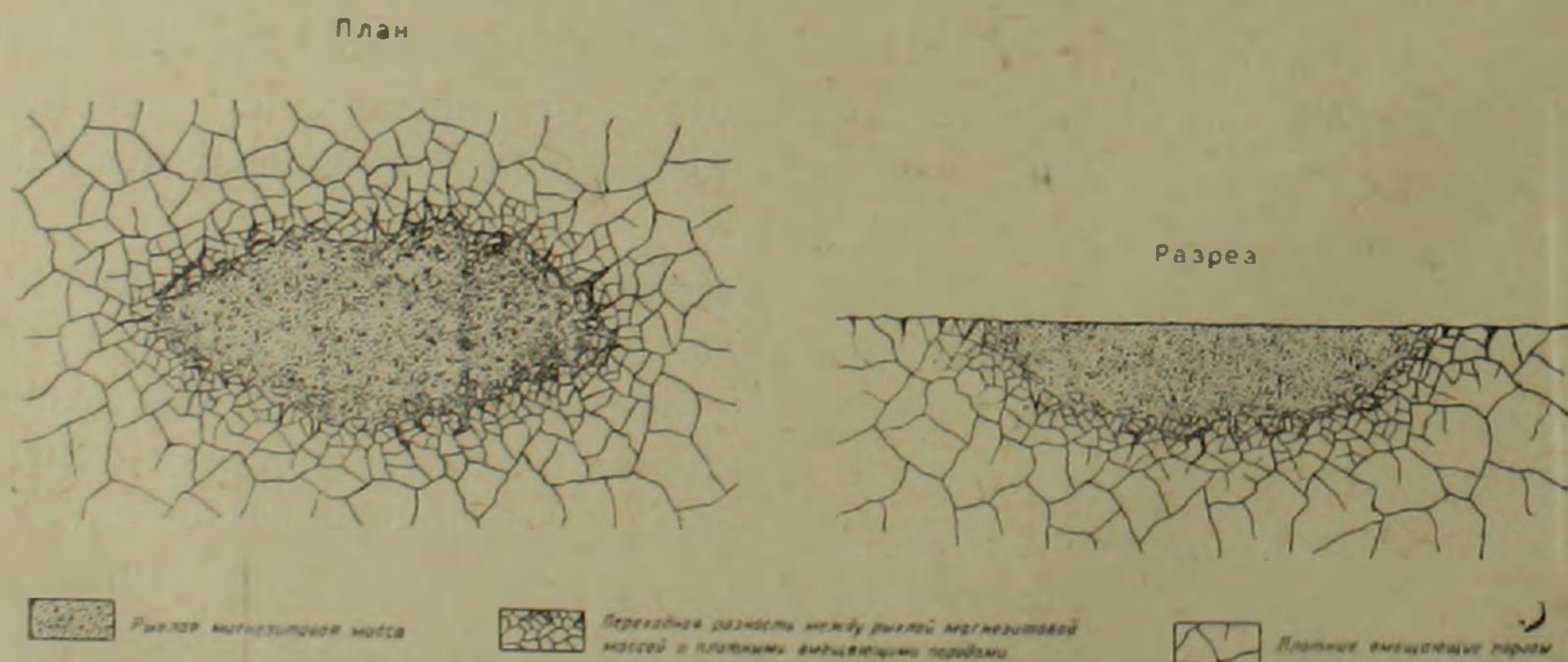
Под микроскопом в образцах таких пород невозможно определить первоначальный состав породы, так как они представлены исключительно магнетизированными разностями серпентинитов, обладающих петельчатой микротекстурой замещения оливина серпентином. При

этом характерно то положение, что в отличие от типичных серпентинитов внутренняя часть петель сложена агрегатом тонкозернистого магнетита. В весьма сильно магнетитизированных разностях стенки петель также замещены магнетитом.

Реже встречаются обломки, которые цементируются чистой магнетитовой массой. В этом случае границы обломков резко очерчиваются.

Количество обломков остаточных пород различное и, как правило, зависит от степени проявления процесса магнетитизации. Наблюдения показывают, что чем сильнее проявился этот процесс, тем меньше количество и размеры обломков остаточных материнских пород.

В пределах контура каждого участка магнетитизированные породы в горизонтальном направлении характеризуются довольно однообразным строением. Изредка однообразие это нарушается отдельными островками скалистых выступов весьма плотных разностей материнских пород. Площади их выходов измеряются в пределах от нескольких квадратных метров до 10—20 кв. м. Эти останцы от выветривания в местах соприкосновения с магнетитизированными породами обнаруживают постепенные переходы от плотных разностей к рыхлым. За контуром участка магнетитизированных пород обычно залегают неразрыхленные плотные породы. Переход между ними в горизонтальном направлении постепенный—в приконтактной полосе наблюдаются промежуточные разности, представленные слабо разрыхленными и слабо магнетитизированными породами. В вертикальном направлении под магнетитизированными породами залегают свежие породы, переход между которыми здесь также происходит постепенно через слабо разрыхленные и слабо магнетитизированные разности пород (фиг. 1).



Фиг. 1.

Изучение химического состава показало, что магнетитизированные породы всех участков имеют примерно одинаковый состав. Содержание MgO в них колеблется от 32 до 40%, SiO_2 от 23 до 34% и CaO от 0,29 до 2,5%. В горизонтальном направлении магнетитизированные породы характеризуются более или менее постоянным составом, в вер-

тикальном же направлении—сверху вниз уменьшается количество MgO и увеличивается— SiO_2 и CaO .

В описанной рыхлой магнетизированной ультраосновной породе наблюдаются выделения чистого магнезита белого цвета, образующие скопления различных размеров и форм. Среди последних главным образом выделяются:

а) гороховидные тельца („горошины“) размерами до 5 см в поперечнике;

б) тонкие, взаимно-пересекающиеся между собой прожилки мощностью от 0,5 до 10 см;

в) скопления порошкообразного магнезита вдоль тонких трещин отдельностей и реже;

г) скопления изометрической формы (почки и чечевицы), достигающие до 1 м в поперечнике.

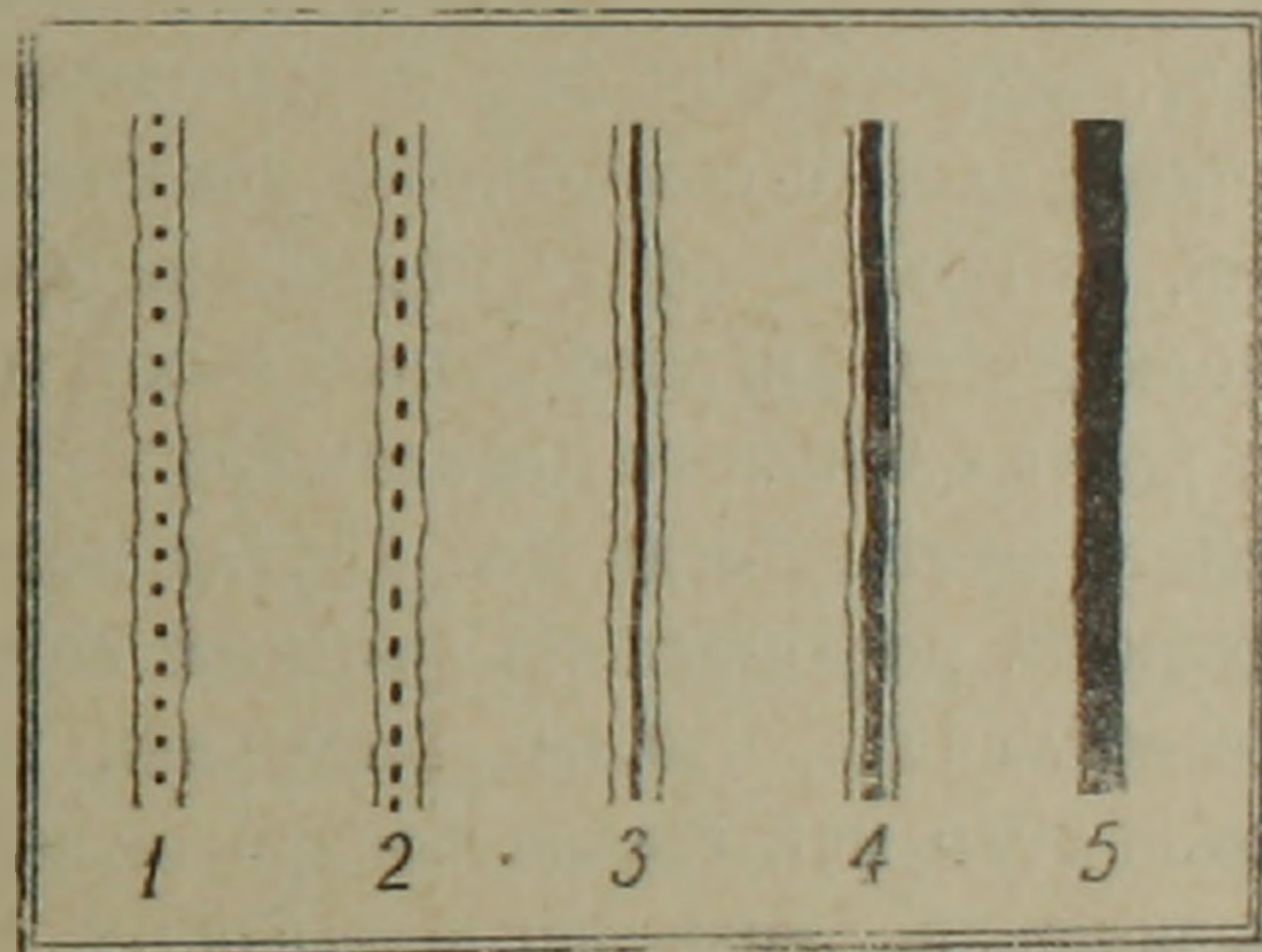
Наблюдения над характером залегания серпентинизированных пород, магнезита в горошинах и прожилках, а также взаимоотношения между горошинами и прожилками позволяют установить, что:

1) наиболее благоприятным условием для развития процесса магнетизации являются заведомо серпентинизированные породы;

2) прожилки магнезита образуются из горошин путем их большего или меньшего сгущения вдоль одной плоскости.

На фигуре 2 приведена характерная схематическая картина, изображающая последовательное замещение серпентинового прожилка гороховидным магнезитом и переход последнего в прожилочный магнезит. Такую картину можно наблюдать почти в каждом обнажении магнетизированных пород.

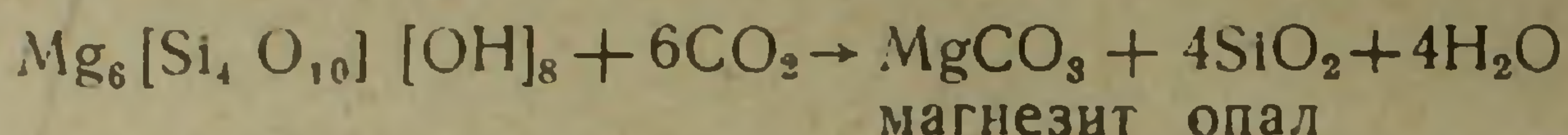
В прожилках серпентина, которые слабо затронуты магнетизацией, в начале развивается лишь гороховидный магнезит [фиг. 2₁], в других прожилках, где больше развит процесс магнетизации, видно, как горошины, увеличиваясь в своем объеме, растут в одном направлении, постепенно сплюсываясь вдоль вытянутости прожилка [фиг. 2₂]. При еще большем развитии процесса магнетизации, сплюснутые горошины, соединяясь друг с другом, образуют один тонкий прожилок магнезита, расположенный в середине прожилка серпентина [фиг. 2₃]. При дальнейшем развитии процесса магнетизации происходит рост прожилка магнезита в ширину, т. е. увеличивается его мощность [фиг. 2₄]. Наконец, при полной магнетизации прожилки серпентина полностью замещаются магнезитом [фиг. 2₅].



Фиг. 2.

Выветривание ультраосновных пород, в результате которого, как

было отмечено выше, произошли магнетитизированные породы, происходит под влиянием поверхностных вод, всегда содержащих в растворе некоторое количество кислорода, углекислого газа, органических кислот и различных солей [2]. При этом ультраосновные породы претерпевают полное разрушение, образуя кору выветривания. Разрушение это в сущности сводится к процессу магнетитизации, который химически, возможно, происходит по следующей схеме:



Опал уносится растворами в нижние горизонты магнетитизированных пород.

Наблюдения показывают, что среди ультраосновных пород дуниты и серпентиниты легче подвергаются процессу магнетитизации, чем перидотиты. Нередко можно заметить, как на одном и том же обнажении дуниты магнетитизированы в большей степени, чем перидотиты. Указанное явление, возможно, объясняется тем, что дуниты и серпентиниты, являясь мономинеральными породами, легче разрушаются, чем перидотиты, в состав которых входят также пироксены, содержащие большое количество железа, что мешает развитию процесса магнетитизации.

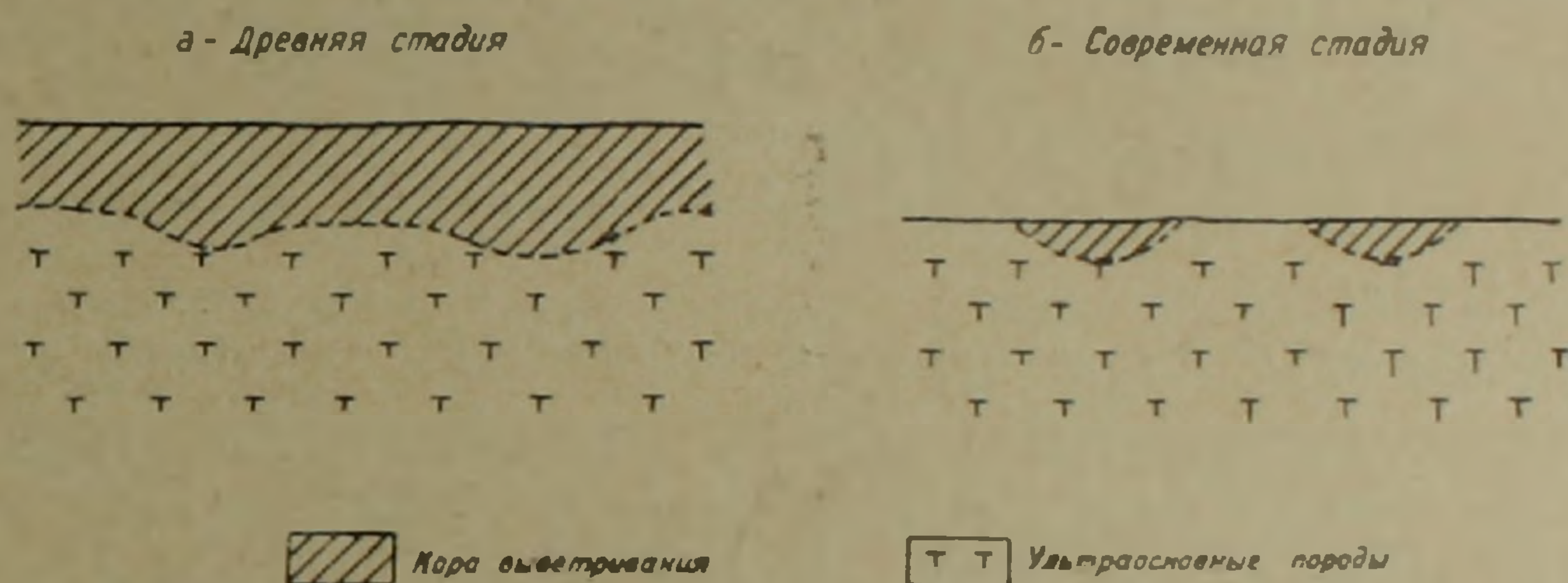
Необходимо отметить еще одну особенность описываемых пород. Часто встречаются сильно магнетитизированные разрыхленные участки пород рядом с совершенно немагнетитизированными породами. Например, на правом борту ущелья р. Кочкаран (с СВ от с. Бабаджан), где наблюдается линзообразный выход дунита, одна половина этого выхода почти полностью превращена в рыхлую магнетитизированную породу белого цвета, тогда как другая половина совершенно не магнетитизирована и представлена плотным серпентинизированным дунитом. Чем же объяснить, что на расстоянии примерно 30—35 м по длине дунитовое тело магнетитизировано не на всей площади своего выхода, а на половине, если магнетитизация связана с поверхностным выветриванием? Ведь дунитовое тело на всем своем протяжении залегает одинаково, одинаково обнажается и имеет один и тот же минералогический состав.

Детальные наблюдения приводят к выводу, что на таких участках важную роль сыграла постмагматическая тектоника массива и приуроченная к этому времени массовая серпентинизация пород. По всей вероятности они подготовили благоприятные условия для будущей магнетитизации пород. Нередко на этих участках можно наблюдать явные следы тектонических нарушений, выражающихся в образовании многочисленных брекчий перетираний и зеркал скольжений¹.

¹ По устному сообщению А. Т. Асланяна на Шоржинском месторождении все магнетитизированные участки представляют собой зоны раздробленных ультраосновных пород широтного простираения с падением на север. Этот факт также подтверждает предположение авторов, установленное ими на других месторождениях Армении, о приуроченности магнетитизированных пород к тектонически нарушенным участкам.

В общем же образование разрозненных друг от друга участков магнетитизированных ультраосновных пород авторами представляется следующим образом. По-видимому существовала мощная кора выветривания, развитие которой началось с момента обнажения ультраосновных пород на дневную поверхность. Мощность этой коры в различных местах была различной и, вероятно, зависела в основном от тектонической нарушенности, а также от среднесуточного прогрева отдельных участков, т. е. от глубины проникновения солнечного тепла. Последнее обстоятельство, по-видимому, было обусловлено ориентировкой склонов массивов по отношению к странам света. Например, замечено, что почти все современные участки магнетитизированных пород расположены на южных, ЮВ и ЮЗ склонах массивов. Таким образом подошва этой коры выветривания была неровной—среди более или менее равных участков, по-видимому, существовали углубления значительных размеров, обусловленные вышеприведенными причинами (фиг. 3-а).

Впоследствии вся эта кора была полностью размыта на всю ее



Фиг. 3.

мощность, и на дневную поверхность обнажились плотные неразрыхленные участки бывшей подошвы. Углубленные же участки коры сохранились ввиду того, что остались окруженными плотными участками ультраосновных пород (фиг. 3-б).

Исходя из сказанного, ясно, что современные участки магнетитизированных ультраосновных пород являются остатками древней коры выветривания.

Институт геологических наук

Поступило 25.VI.56

АН Армянской ССР

Ա. Բ. ԱՐՈՎՅԱՆ, Գ. Մ. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՄԱԿԵՆԶԻՏԱՑԱԾ ՈՒՆՏՐԱՀԻՄՔԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԸ
ԵՎ ՆՐԱՆՑ ԱՌԱՋԱՅՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում շարադրված են մագնեզիտացման հետաքրքիր պրոցեսի ուսումնասիրության արդյունքները:

Մագնեզիտացումով բնորոշվում են ուլտրահիմքային ապարների համարյա բոլոր տարրերակները: Պարզվում է, որ մագնեզիտացած ապարները առաջացել են ուլտրահիմքային ապարների վերին հորիզոնների միայն մակերեսային մասի հողմահարման պրոցեսների հաշվին:

Մագնեզիտացած ապարները կազմում են միմյանցից անջատված առանձին տեղամասեր, որոնք հարթագծում ունեն անկանոն ձևեր ու սովորարար ձգված են լայնակի ուղղությամբ: Նրանց չափերը տատանվում են մի քանի տասնյակ քառակուսի մետրից, մինչև 1 քա. կմ: Մագնեզիտացումի խորությունը ուղղաձիգ ուղղությամբ հասնում է մինչև 4—5 մետրի:

Ուլտրահիմքային ապարների մագնեզիտացած տեղամասերը իրենցից ներկայացնում են սպիտակ կամ մոխրասպիտակ գույնի փխրուն հողային զանգվածներ, որոնց մեջ մաքուր մագնեզիտը ներկայացված է տարրեր ձևի և մեծության կուտակումներով:

Յուրաքանչյուր տեղամասում մագնեզիտացած ապարները հորիզոնական ուղղությամբ բնորոշվում են միատեսակ կառուցվածքով և կազմությամբ: Նրանց մեջ MgO -ի պարունակությունը տատանվում է 32—40%-ի սահմաններում, SiO_2 —23—34% և CaO 0,29—2,5%: Հորիզոնական ուղղությամբ փխրուն մագնեզիտացած ապարների անցումը դեպի ներփակող մագնեզիտացման շենթարկված ուլտրահիմքային ապարները, կատարվում է աստիճանարար թույլ մագնեզիտացված ապարների միջանկյալ տարրերակների միջոցով:

Մագնեզիտացած ապարների տակ գտնվում են հոծ, մագնեզիտացման շենթարկված ուլտրահիմքային ապարներ, որոնց անցումն այստեղ նույնպես աստիճանարար է կատարվում (ապարների միջանկյալ տարրերակների միջոցով): Մակերեսից դեպի խորքը MgO -ի քանակը նվազում է, իսկ SiO_2 -ի և CaO -ի քանակը՝ ավելանում:

Մագնեզիտացած ապարների ձևն ու տեղագրման պայմանները ինչպես նաև նրանց կազմությունն ու փոխհարաբերությունը ներփակող ապարների հետ, թույլ են տալիս մագնեզիտացած ապարները դիտել որպես ուլտրահիմքային ապարների հնագւարյան կեղևի հողմահարման մնացորդներ:

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. и др. Краткий курс месторождений полезных ископаемых. ОНТИ, 1938.
2. Татаринев П. М. Условия образования рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1955.

А. Б. БАГДАСАРЯН

ЦИРКУЛЯЦИОННЫЕ ФАКТОРЫ КЛИМАТА АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

Циркуляционные процессы над Армянским нагорьем исследованы сравнительно мало. В работах, посвященных изучению циркуляции над Евразией вообще и над Европейской территорией СССР, в частности, в общих чертах рассматриваются циркуляционные процессы над Армянским нагорьем и то, в основном, с точки зрения влияния Большого Кавказского хребта*.

Материалы непосредственных аэрологических наблюдений по Армянскому нагорью почти отсутствуют, но данные аэрологических наблюдений в Тбилиси и Баку, в последнее время и Ереване, а также аэроклиматические работы Х. П. Погосяна и др. и материалы обычного фронтологического анализа дают достаточно точное представление о циркуляционных процессах над этой территорией, особенно над ее восточной частью. Западная же часть, находящаяся в Турции, в климатическом отношении недостаточно освещена [8].

Циркуляционные процессы над Армянским нагорьем складываются под действием постоянного западно-восточного переноса и межшпротного обмена с помощью циклонов и антициклонов, беспорядочный характер которого вызывает большую изменчивость режима погоды. От этих факторов зависит не только характер воздушных масс, поступающих в Армению, но, в значительной мере, и их дальнейшая трансформация, на интенсивность которой влияет скорость их продвижения.

В зависимости от сезонного расположения очагов тепла и холода и их особенностей изменяется характер термобарических полей атмосферы, а как следствие этого — характер и интенсивность циркуляции.

О расположении средней температуры слоя нижней половины тропосферы дают представление карты относительной топографии¹ 500/1000 мб (от поверхности земли до 5 км над уровнем моря), составленные Х. П. Погосяном [6]. Эти карты показывают, что в холодную половину года горизонтальные градиенты температуры в нижней по-

*Эти вопросы затронуты в работах А. И. Аскназий, Э. С. Лир, Б. П. Алисова, Б. Л. Дзердзеевского, Х. П. Погосяна и др. Исследованием синоптических процессов над Закавказьем и Армянским нагорьем занимались М. А. Кюрегян, Х. П. Погосян, В. М. Гигинейшвили, К. А. Напетваридзе, К. Н. Папинашвили, А. Б. Багдасарян и др.

ловине тропосферы значительны, поэтому интенсивность циркуляции большая, а в теплую половину года эти градиенты заметно уменьшаются, в связи с чем атмосферные процессы не отличаются большой интенсивностью, особенно в широтах расположения Армянского нагорья. В теплое полугодие, наоборот, увеличиваются вертикальные температурные градиенты, что приводит к усилению местной горно-долинной циркуляции и конвективного воздухообмена.

Над Армянским нагорьем максимум температуры наблюдается в июле-августе, минимум — в январе. Наибольшие изменения температуры воздуха от месяца к месяцу наблюдаются в переходные сезоны года. Граница перехода через 0° подвержена большим сезонным изменениям. Градиент падения температуры с высотой в теплое полугодие больше, чем в холодное полугодие. На одних и тех же высотах температура воздуха в свободной атмосфере в холодное полугодие выше, чем в горах, а в теплое полугодие — наоборот. Поэтому годовые амплитуды температуры над соответствующими высотами гор гораздо больше, чем в свободной атмосфере.

О характере высотных термобарических полей и сезонного режима ветра на высоте дают представление среднемесячные карты абсолютной топографии, составленные на основе многолетних аэрологических данных Х. П. Погосьяном. Эти карты дают возможность выяснить общие особенности циркуляционных процессов над Армянским нагорьем.

В холодное полугодие для циркуляционных условий Евразии большое значение имеют обширные области низкого давления с центром над Исландией и высокого давления над Центральной Азией. Из барических образований меньшего порядка важную роль для климата Армянского нагорья играет область низкого давления над Средиземным морем, которая является отражением сильно развитой циклонической деятельности в этом районе. На картах АТ 850 мб поверхности эта область обнаруживается лишь как ложбина Исландского минимума.

На картах АТ 700 мб поверхности замечается увеличение градиента давления и тенденция к зональности барического поля, что вызвано сглаживанием с высотой возмущений, возникших в результате влияния неоднородности подстилающей поверхности. На карте АТ 500 мб поверхности этот процесс приобретает дальнейшее развитие.

В холодное полугодие относительно большое термическое различие между северными и южными широтами вызывает усиление цикло-антициклогенеза. Термобарическое поле в теплую половину года является слабоградиентным, а барический рельеф менее четким, чем в холодное полугодие. Это объясняется сильным нагревом воздушных масс над континентом Евразии и ослаблением их термических контрастов.

Из карт АТ 850 мб поверхности видно, что над континентом Евразии преобладает циклоническое поле. Над югом Европы наблюдает-

ся далеко продвинувшийся на восток отрог Азорского максимума, который получает наибольшее развитие летом. Армянское нагорье в теплое полугодие находится в области хорошо выраженной термической депрессии, где происходит формирование континентального тропического воздуха. Возникновение этой депрессии начинается с апреля месяца и достигает своего минимума в июле месяце (давление в центре 997,5 мб).

В теплой половине года интенсивность циркуляции падает, частота прохождения циклонов сокращается. На картах до высоты 700 мб поверхности прослеживается депрессия, а на карте 500 мб поверхности минимум замещается высоким давлением с преобладанием нисходящих потоков воздуха, чем и объясняется преобладание ясной: сухой погоды.

Для циркуляционных процессов исследуемой территории большую роль играет горный рельеф, местами достигающий средних высот тропосферы. Рельеф Армянского нагорья настолько неоднороден, что изменяет направление воздушных потоков и вызывает значительные вертикальные перемещения воздушных масс, с чем связано в одних случаях образования облачности и выпадение осадков, в других — резкие адиабатические изменения его состояния (Фён, Чинук и т. д.).

Для Армянского нагорья особенно велика роль Большого Кавказского хребта: „Кавказ, — пишет Б. П. Алисов [1]... лежит на границе умеренного и субтропического поясов и система хребтов Большого Кавказа, затрудняя меридиональный перенос холодных и теплых воздушных масс, обостряет эту границу и делает ее вполне четкой“.

Понтийский и Аджаро-Имеретинский хребты с севера, Армянские тавры и хребты Кара-дага с юга также являются барьерами на пути продвижения воздушных масс. Если Кавказские хребты защищают Армянское нагорье от распространения холодных воздушных масс с севера, то вышеуказанные хребты, замыкая нагорье почти со всех сторон, являются преградой на пути распространения воздушных масс во внутренние районы Армянского нагорья и обуславливают его сухость.

Преобладающий в субтропической зоне западно-восточный перенос в районе Армянского нагорья под влиянием орографии, в нижнем слое тропосферы, сильно искажается и только с высоты 5 км (карты АТ 500 мб поверхности) круглый год преобладают западные ветры, а на высоте 3 км (карты 700 мб поверхности) эти ветры преобладают только в холодную половину года. В теплое же полугодие усиливается перенос юг-север. Выводы эти подтверждаются данными шаропилотных наблюдений, произведенными в разное время в различных частях Армянской ССР (Ереван, Севан, Ленинакан) и Грузии, а также данными высокогорных станций (Арагац, Казбек и т. д.). Направление движения облаков над Армянским нагорьем также подтверждает вышеприведенные выводы.

О сезонных особенностях циркуляции над Армянским нагорьем представление дают закономерности изменения скорости ветра с вы-

сотой. Данные показывают, что скорости ветра растут с высотой, причем наибольшие скорости наблюдаются в холодное полугодие как результат увеличения интенсивности циркуляции. Для направления и скорости ветра до 3 км высоты решающую роль играет характер орографии.

Из всего сказанного следует, что циркуляционные процессы над исследуемым районом в холодное полугодие отличаются значительной интенсивностью и не прав Б. П. Алисов [1], характеризующий Армянское нагорье как район, вообще не отличающийся интенсивностью циркуляционных процессов.

Частая смена циклонов и антициклонов над нагорьем играет решающую роль в формировании режима погоды страны.

Основной воздушной массой, под влиянием которой формируются основные черты климата Армянского нагорья, является воздух умеренных широт.

Вследствие прохождения циклонов и антициклонов, в районы Армянского нагорья вторгаются воздушные массы с различными физическими свойствами как морского, так и континентального происхождения. Эти массы состоят из арктического воздуха, редкие вхождения которого в Армению наблюдаются только в холодное полугодие, и тропического воздуха, который наблюдается здесь круглый год. В холодное полугодие тропический воздух является приходящей массой, а летом в основном образуется на месте в результате трансформации воздуха умеренных широт.

Вхождение циклонов в Армянское нагорье обычно происходит со Средиземного и Черного морей и с юго-запада, что связано с соответствующим положением фронтальных зон в тропосфере, обуславливающим западный и юго-западный вынос в нижних и верхних его слоях.

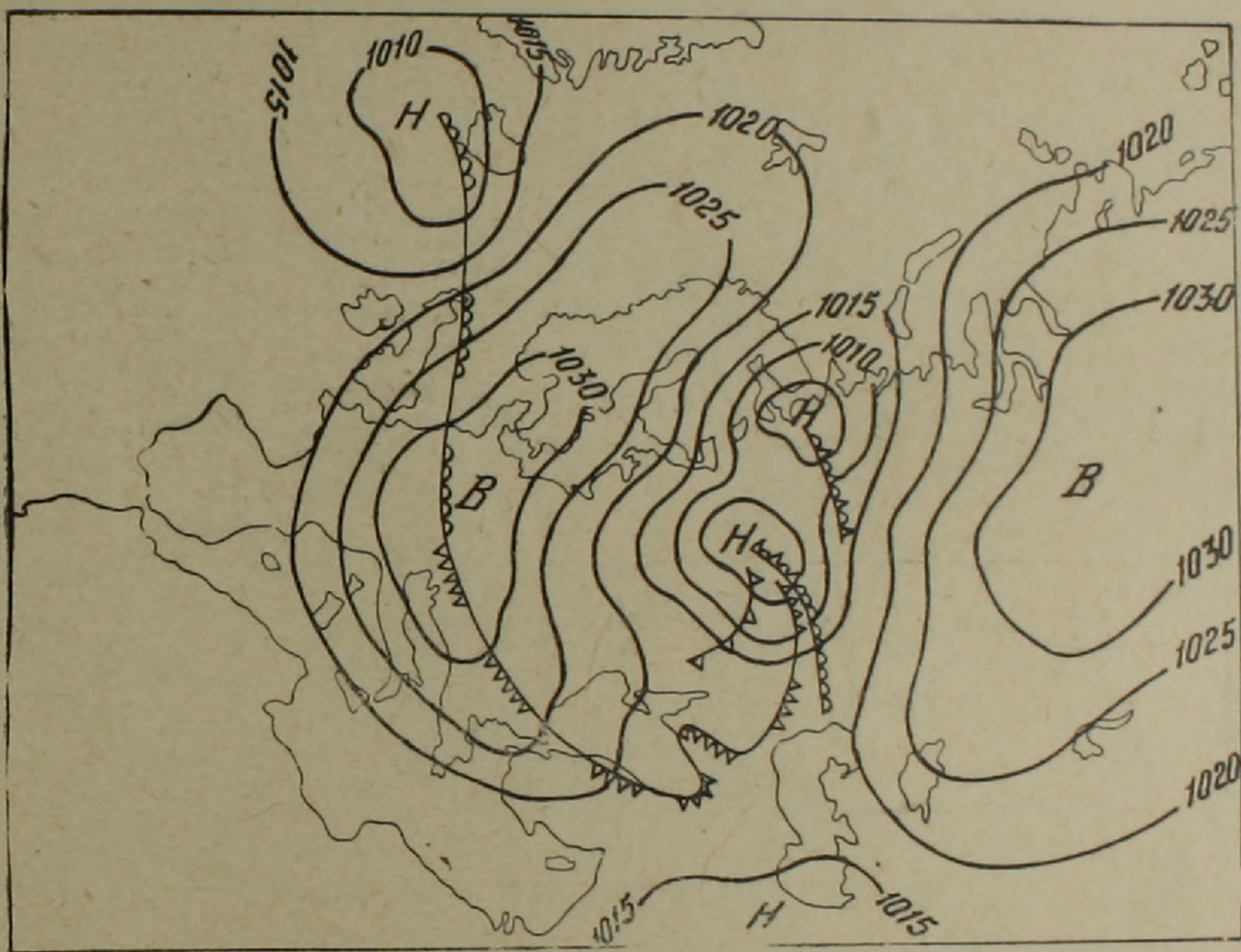
Циклоны обычно поступают на исследуемую территорию окклюдированными, но благодаря влиянию горных цепей их фронты над Армянским нагорьем часто активизируются, обуславливая выпадения обложных осадков. При прохождении циклонов облачность увеличивается, четко наблюдается меняющаяся облачность, абсолютная влажность увеличивается, ветер усиливается, временами достигая 25 м/сек. В холодную половину года прохождение циклонов сопровождается снегопадами, туманами, изморозью, гололедицей, а в переходные сезоны также мокрым снегом. Окклюдирование средиземноморских циклонов чаще всего происходит над Черным морем. Редкие случаи прохождения неокклюдированных циклонов через районы Армянского нагорья вызывают выпадение обильных осадков.

Перед прохождением циклонов происходит вынос теплых масс, с чем связаны повышения температуры воздуха. В тылу циклонов распространяется холодный воздух и резко меняется погода, давление повышается, температура заметно падает и в переходные месяцы иногда наступают заморозки, после прохождения холодного фронта наблюдается прояснение и резкое увеличение видимости.

В теплое полугодие распространяющиеся в тылу циклона холодные массы, быстро прогреваясь, приобретают неустойчивую стратификацию, отчего развивается конвективная облачность, часто приводящая к образованию гроз, выпадению ливневых осадков и града.

Чередование циклонов и антициклонов сопровождается частыми сменами типов погоды, благодаря чему наблюдаются резкие изменения и в ходе отдельных метеорологических элементов.

Согласно схеме исследования циркуляционных процессов, принятой М. А. Кюрегяном [4], а также в работах В. М. Гигинейшвили, К. И. Папинашвили, Е. А. Напетваридзе мы различаем четыре типа этих процессов. На основе этих работ ниже описываются условия, при которых осуществляется тот или иной тип вторжения.



Фиг. 1. Схематическая карта приземного поля давления и фронтов при западном вторжении за 03 ч. 22.X.50 г.

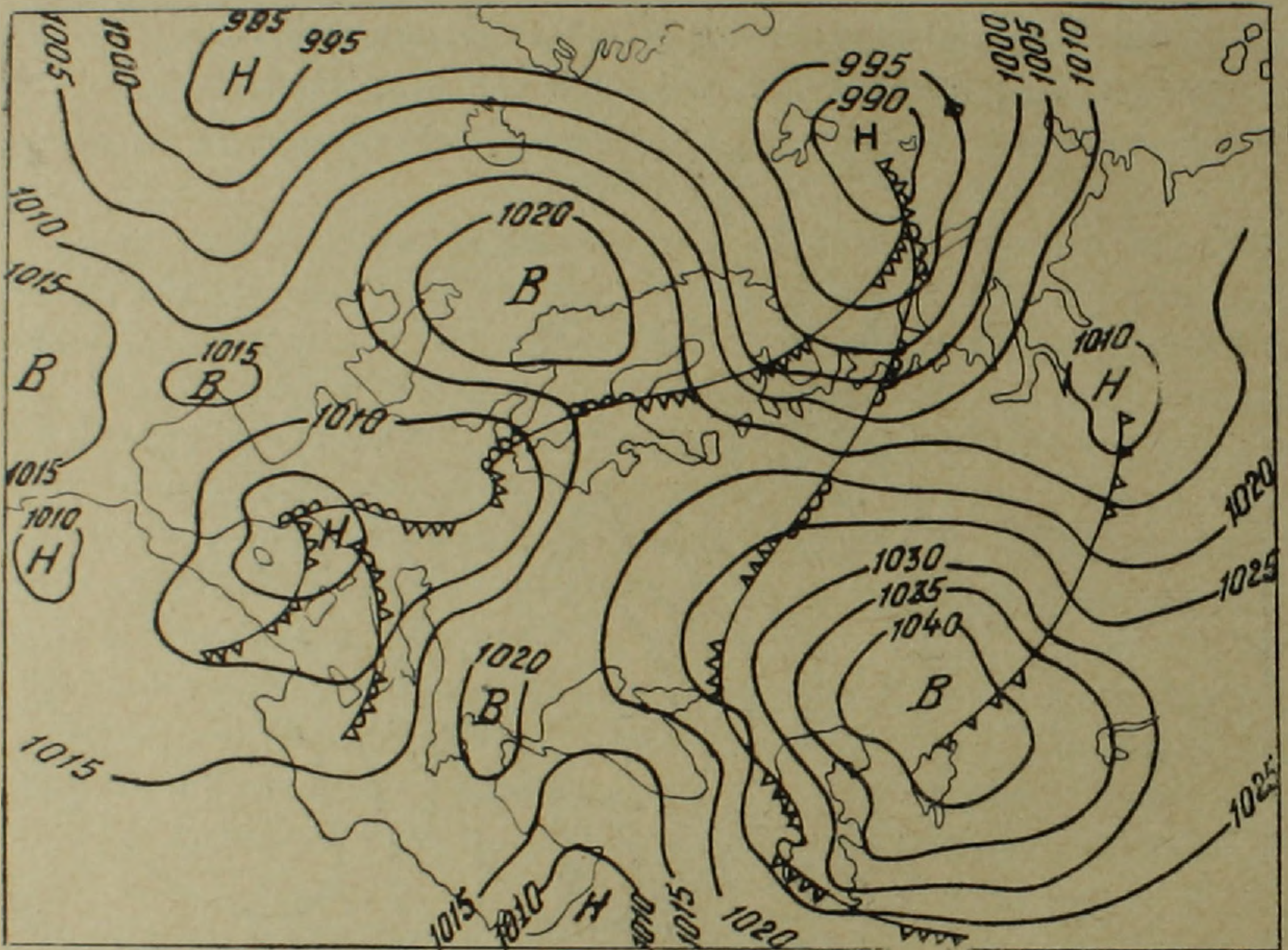
Западный тип вторжения (фиг. 1) осуществляется в условиях антициклонов или гребней повышенного давления, образующихся в тылу циклонов, сменяющихся по четырем различным траекториям: 1) в тылу циклонов, развитых над западными и центральными районами Европейской территории СССР, 2) при смещении циклонов со Средиземного моря через Черное море к северо-востоку, 3) в тылу циклонов, смещающихся с запада и юго-запада через центральные районы Европы, 4) при смещении циклонов, движущихся с Черного моря через Закавказье на Каспийское море.

Восточный тип вторжения (фиг. 2) осуществляется при наличии

над востоком или юго-востоком Европейской территории СССР мощного антициклона или его отрога, образование которых происходит:

1) при смещении антициклона со Скандинавии на Европейскую территорию, где он усиливается и перемещается дальше на юго-восток;

2) когда антициклон, пришедший с запада, усиливается над западной частью Европейской территории Союза и смещается дальше уже в юго-восточном направлении в тылу циклона, движущегося над востоком Европейской территории СССР. Одновременно над Средиземным морем и Малой Азией наблюдается циклоническая деятельность;



Фиг. 2. Схематическая карта приземного поля давления и фронтов при восточных вторжениях за 03 ч. 15.X.53 г.

3) при распространении к западу или юго-западу отрога сибирского антициклона. В это время циклоническая деятельность проявляется обычно над большей частью Западной Европы, Средиземным морем и Армянским нагорьем. При этой синоптической ситуации процесс вторжения отличается наибольшей продолжительностью.

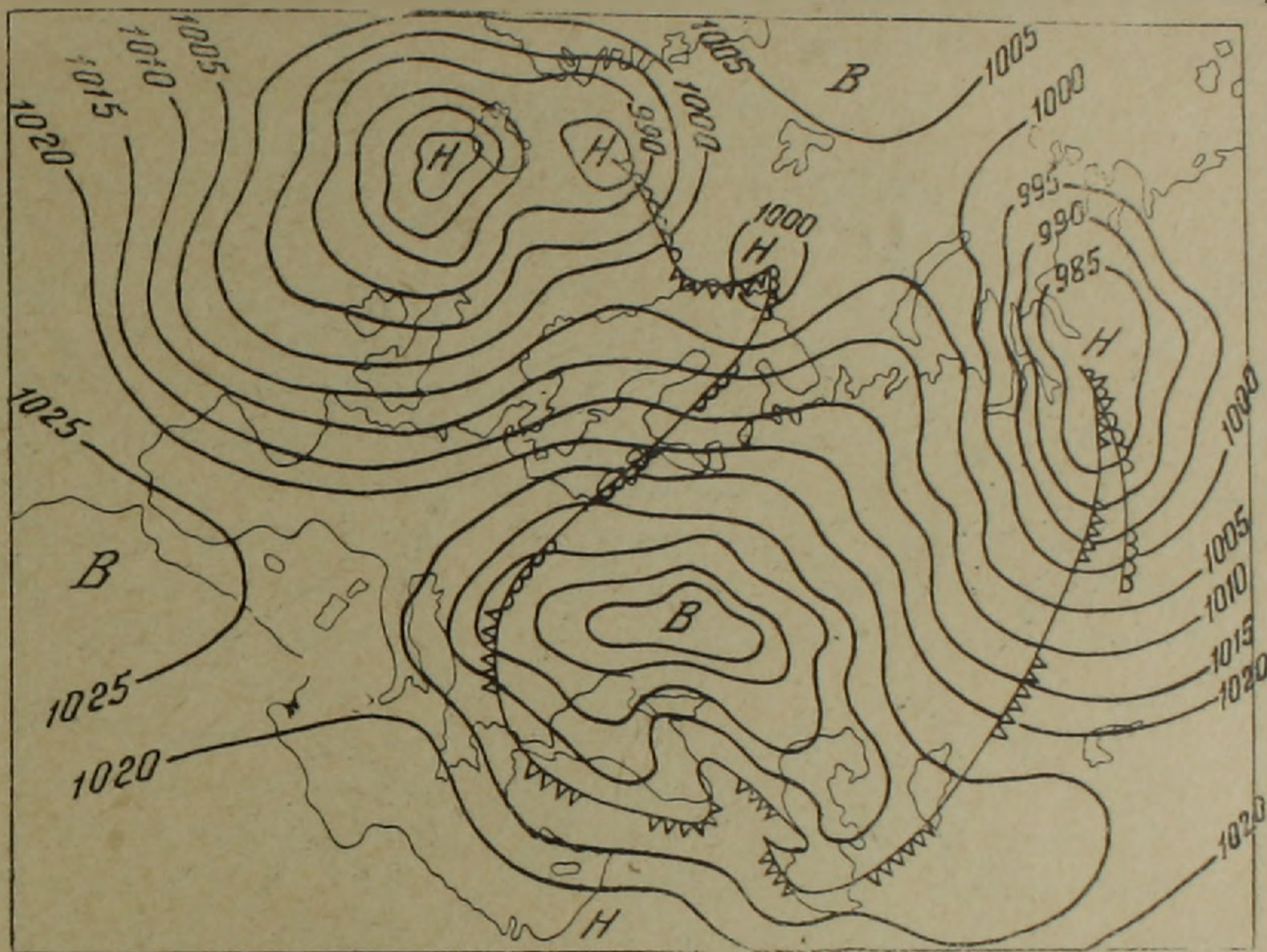
Одновременное вторжение является следствием влияния Кавказского хребта, который задерживает продвижение к югу холодных воздушных масс и заставляет холодный фронт огигать хребет с двух сторон. Это происходит благодаря процессам, обуславливающим восточные вторжения. В том случае, когда на западном участке холодного фронта (юг Украины или север Черного моря) возникает циклон, он быстро окклюдируется и дает начало второй ветви холодного фронта, вызывая вторжения с запада. Обе ветви фронта обычно смыкаются

над районами Армянского нагорья, образуя орографическую окклюзию и вызывая обильные осадки.

Восточные и одновременные вторжения, в основном, осуществляются только в холодное полугодие. Пример одновременного вторжения приведен на фиг. 3.

Четвертый тип, выделяемый закавказскими синоптиками—тип циклонических возмущений, связан с фронтальными зонами, стационазирующимися южнее Армянского нагорья (фиг. 4).

Подсчет повторяемости арктических и полярных фронтов для Закавказья, сделанный Е. М. Байбаковой [2] по картам Тбилисского бюро



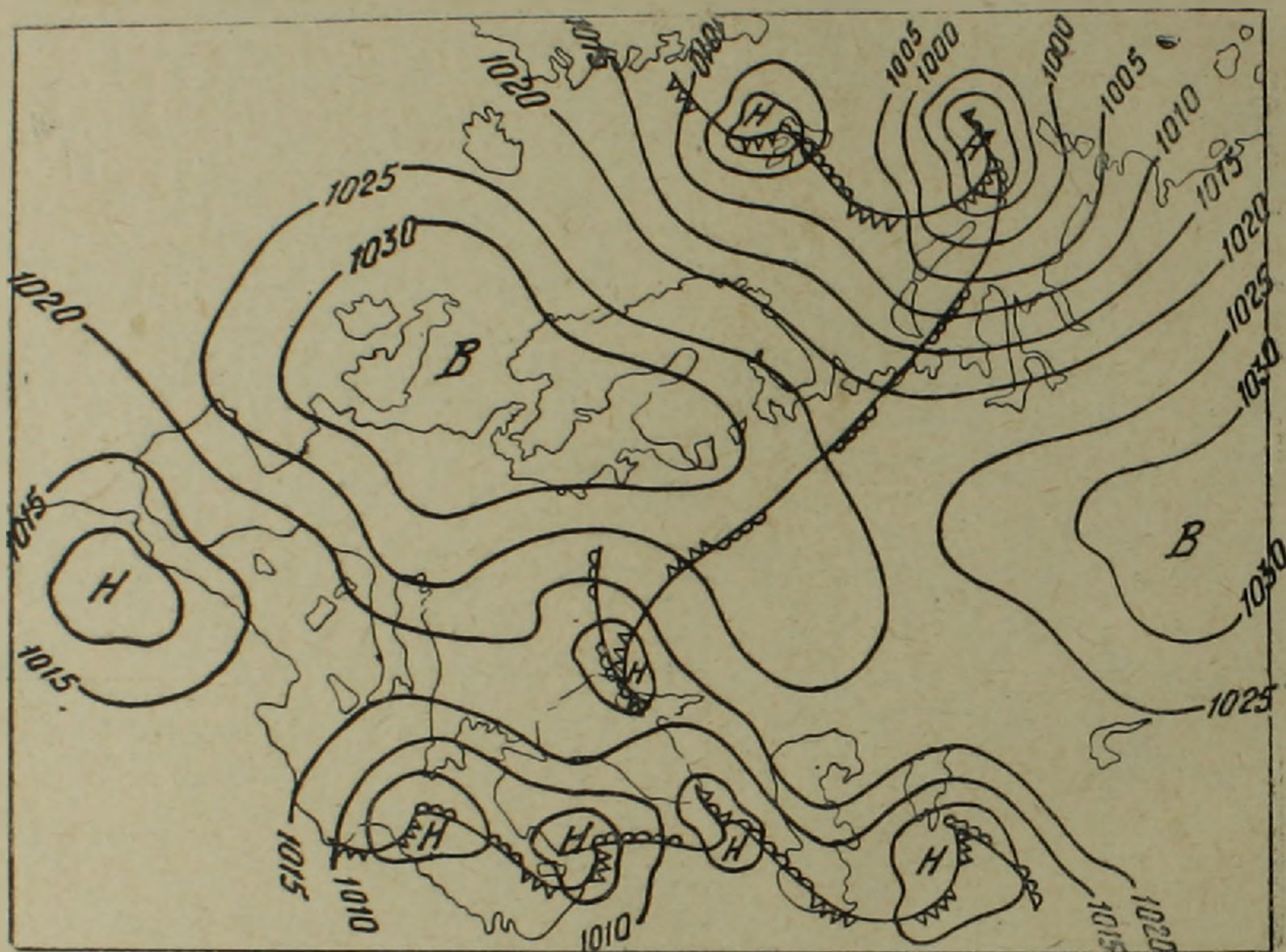
Фиг. 3. Схематическая карта приземного поля давления и фронтов при одновременном вторжении холодного воздуха с запада и востока за 03 ч.15. XII.48 г.

погоды и Центрального института прогнозов, показывает, что в холодное полугодие наибольшее число повторяемости полярного фронта бывает над южными и юго-западными районами Армянского нагорья. Следовательно, наиболее частое взаимодействие тропического воздуха и воздуха умеренных широт происходит в этом районе. А в теплое полугодие циклоническая деятельность полярного фронта развивается гораздо севернее.

Незначительное число случаев вторжения арктического воздуха в Армянское нагорье объясняется южным положением страны, не доходя до которой этот воздух трансформируется в континентальный воздух умеренных широт. Немаловажно и значение Кавказского, Понтийского и Аджаро-имеретинского хребтов.

В холодное полугодие проникновение арктического воздуха и холодного воздуха умеренных широт в Армянское нагорье происходит, как уже было сказано, обтеканием Кавказского хребта с запада или востока, поэтому потоки холодного воздуха попадают в северо-западные и центральные районы нагорья с северо-западными и западными потоками, а в восточные районы — северо-восточными и восточными потоками.

Наиболее морозные погоды в исследуемом районе возникают в условиях вторжения арктического воздуха, который, как показал Х. П. Погосян [5], может наблюдаться до мая месяца.



Фиг. 4. Циклоническое возмущение южнее Армянского нагорья за 03 ч. 22.1.50 г.

В период проникновения мощных потоков арктического воздуха в исследуемом районе наблюдаются продолжительные периоды с морозами. Особенно сильные морозы бывают в высокогорных районах, с устойчивым и глубоким снежным покровом. Наиболее низкие температуры воздуха связаны с вхождением арктического воздуха (Карс — 45° , Шурабад — 43° и т. д.). Проникновениями трансформированного арктического воздуха объясняются последние весенние и первые осенние заморозки. Примером этого могут служить заморозки 12—13 мая 1945 г. и самый ранний снегопад в Араратской равнине 12 октября 1948 г.

В Армении в приземном слое воздуха разница температуры до и после проникновения арктических масс часто достигает 15° , вертикальные температурные градиенты в нижних слоях тропосферы уменьша-

ются иногда до $0,1^\circ$ на 100 м. В горах наблюдаются термические инверсии.

При прохождении через Армянское нагорье теплого фронта давление воздуха падает, температура и абсолютная влажность воздуха повышаются, облачность резко увеличивается, выпадают обложные осадки. Зимой прохождение теплого фронта сопровождается снегопадом, туманом, метелью, видимость резко сокращается. В высокогорном поясе теплый воздух обнаруживается раньше. Преобладают ветры западных направлений, достигающие скорости 15—20 м/сек.

В холодное полугодие вторжение теплого воздуха в Армянское нагорье происходит в теплом секторе циклонов. Потепление связано также с вхождением континентального тропического воздуха с юга и юго-востока по западной периферии антициклона.

В течение всего года наиболее значительные потепления на Армянском нагорье наблюдаются при вхождениях континентального тропического воздуха. Вообще, массы тропического воздуха, вторгающиеся с юга, бывают значительной мощности; скорость ветра в отдельных случаях достигает 20 м/сек. Сильные ветры при указанных процессах обычно бывают редко, средняя скорость остается в пределах от 2 до 3 м/сек. Вертикальные температурные градиенты колеблются от $0,5$ до $0,9^\circ$ на 100 м. Наибольшие градиенты наблюдаются после полудня. Максимальная температура воздуха достигает 43° . В холодном полугодии при вхождении этого воздуха могут наблюдаться осадки, в большинстве случаев морозящие.

При вхождении континентального тропического воздуха в Арагатской равнине отмечены случаи, когда температура воздуха в течение часа повысилась на $5,7^\circ$, а от одного срока наблюдения к другому — на $13,6^\circ$. Видимость в условиях большой запыленности этого воздуха резко снижается, возникают сухие туманы, с видимостью от 2 до 4 км. Эффект вторжения тропического воздуха усиливается явлением фёна, возникающего в разных частях республики.

Наряду с общециркуляционными процессами для климата Армянского нагорья большое значение имеет местная циркуляция, возникающая в результате неравномерного нагрева окружающих нагорье морей, а также гор и долин.

В работах А. И. Воейкова [3], И. В. Фигуровского [7] и др., как климатообразующий фактор фигурирует антициклон Армянского нагорья или так называемый — „Карский“. Анализ синоптических материалов показывает, что динамические причины для образования устойчивого антициклона здесь отсутствуют. Но благодаря сильному выхолаживанию, обусловленному большой высотой над уровнем моря, наличием устойчивого снежного покрова и преобладанием ясных погод, в высокогорных замкнутых частях нагорья происходит образование довольно мощных „озер холода“, заметно влияющих на рост давления, что отражается на средних климатических картах.

— Между Армянским нагорьем и Черным и Каспийским морями су-

ществует слабо выраженная муссонная смена ветров. Роль этих морей в формировании климатических особенностей нагорья значительная. Правда, эти водоемы размерами не так велики, чтобы над ними формировались морские воздушные массы, но, проходя над ними в нижнем слое, они заметно изменяются как по температуре, так и по влажности.

Значение этих морей для климата исследуемого района неодинаково. Черное море, расположенное на северо-востоке Армянского нагорья, играет более важную роль.

Возникающие вследствие неравномерного нагрева горно-долинные ветры, как и фёны, также играют важную роль в формировании климата Армянского нагорья.

Армянское Географическое общество
при АН Армянской ССР

Поступило 12.V. 56 г.

Ա. Բ. ԲԱԳԴԱՍԱՐՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼԵՌՆԱՇՆԱՐՀԻ ԿԼԻՄԱՅԻ ՑԻՐԿՈՒՆՈՒԹՅԱՆ ԳՈՐԾՈՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Մթնոլորտի ցիրկուլյացիայի պրոցեսները Կովկասի և Հայկական լեռնաշխարհի վրա, համեմատաբար, քիչ են ուսումնասիրված. որոշ չափով այդ հարցերը լուսարանվել են Ա. Ասքնազիի, է. Լիրի, Խ. Պողոսյանի և ուրիշների հոգովածներում: Հատկապես վերոհիշյալ շրջանների սինոպտիկական պրոցեսների ուսումնասիրությամբ զբաղվել են՝ Մ. Կյուրեղյանը, Խ. Պողոսյանը, Վ. Գրիգորյանը, Կ. Նափետովարիձեն, Կ. Պապենաշվիլին, Ա. Բաղդասարյանը և ուրիշները:

Երկրագնդի վրա արեգակի ճառագայթային էներգիայի անհավասարաչափ տեղարաշխման հետևանքով առաջանում է ջերմաստիճանի և ճնշման մշտական տարբերությունն ընկուի և հասարակածի միջև, ըստ որում, գրադիենտը տրոպոսֆերայի վերին շերտերում մշտապես ուղղված է հասարակածից դեպի բևեռները: Այդ գրադիենտի շնորհիվ, դեպի բևեռները ուղղված օդային հոսանքները՝ երկրի պտույտի շեղող ուժի ազդեցության շնորհիվ, միջին լայնություններում վերածվում են արևմուտք-արևելյան մշտական հոսքի. որի ազդեցության տակ էլ հիմնականում ձևավորվում է լեռնաշխարհի կլիման:

Ցիկլոնների և անտիցիկլոնների ու աներցմի հետևանքով ուսումնասիրվող շրջանն են ներթափանցում՝ տարբեր ֆիզիկական հատկություններ ունեցող օդային զանգվածներ: Հայկական լեռնաշխարհի կլիման հիմնականում ձևավորվում է բարեխառն լայնությունների օդի (բևեռային օդ) ֆիզիկական հատկությունների ազդեցության տակ, սակայն շատ կարևոր են նաև արևմտիկական և արևադարձային օդային զանգվածների ներթափանցումները:

Արևմտիկական օդը ներթափանցում է միայն տարվա ցուրտ կեսին, ըստ որում Կովկասյան և Պոնտական լեռնաշղթաների պատճառով այդ օդը շատ քիչ է ներխուժում Հայկական լեռնաշխարհ: Միայն արևմտիկական օդի

հոգր ներխուժումներն են մինչև այստեղ հասնում, պայմանավորելով ամենացածր ջերմաստիճանները (Կարս— 45° , Շուրաբադ— 43°):

Արևադարձային օդը այստեղ լինում է ամբողջ տարին՝ տարվա ցուրտ կեսին ներթափանցումների միջոցով, իսկ ամառը առաջանում է հենց տեղում: Այդ օդի պայմաններում դիտվում են ամենատաք և չոր եղանակները, օդի մաքսիմալ ջերմաստիճանները հասնում են ավելի քան 43° :

Մթնոլորտի ցիրկուլյացիայի ինտենսիվությունը ձմռանն ավելի ուժեղ է, քան ամառը, որի հետևանքով քամիները լեռնաշխարհում հասնում են մեծ ուժի ձմեռը, հատկապես բարձր լեռնային գոտում:

Հայկական լեռնաշխարհի ցիրկուլյացիան պրոցեսների համար մեծ նշանակություն ունի լեռնային բարձր ռելյեֆը, որը հասնում է մինչև տրոպոսֆերայի միջին բարձրությունները: Ռելյեֆը պատճառ է հանդիսանում օդային հոսանքների շեղմանը և ադիաբատիկ փոփոխությունների առաջացմանը: Լեռնային ռելյեֆը սկիզբ է տալիս լեռնահովտային ցիրկուլյացիային: Այստեղ գոյություն ունի նաև թույլ արտահայտված մուսսոնային ցիրկուլյացիա՝ Լեռնաշխարհի և Սև ու Կասպից ծովերի միջև:

Անդրկովկասի սինոպտիկները Հայկական լեռնաշխարհում առանձնացնում են պրոցեսների չորս տիպ՝

- ա) արևմտյան ներխուժումներ,
- բ) արևելյան ներխուժումներ,
- գ) միաժամանակյա ներխուժումներ (արևմուտքից և արևելքից),
- դ) ցիկլոնային ընդվզումներ՝ Հայկական լեռնաշխարհից հարավ տեղադրվող մթնոլորտային ճակատի վրա:

Հոգվածում մանրամասն շարադրված է այդ ներխուժումների մեխանիզմը և եղանակի ուժի մասը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Алисов Б. П. Климатические области и районы СССР. Москва, 1947.
2. Байбакова Е. М. Динамика местной погоды при холодных вторжениях в долинах рек Риони и Куры зимой и летом. Труды ин-та географии, вып. 48, 1950.
3. Вейков А. И. О зимних антициклонах Армянского нагорья. 1899.
4. Кюрегян М. А. Интенсивные волны холода в Закавказье и их синоптические условия. Доклад ВАСНИЛ, вып. I (14), 1937.
5. Погосян Х. П. Арктический тип июльской циркуляции на Европейской территории СССР, жур. „Мет. и гидр.“, № 12, 1925.
6. Погосян Х. П. Сезонные колебания общей циркуляции атмосферы. Труды ЦИП, вып. I (28). Гидрометиздат, 1947.
7. Физуровский И. В. Опыт исследования климатов Кавказа. СПб., 1912.
8. Weickmann D. Luftdruck und Winde im östlichen Mittelmeergebiet. München, 1925.

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

О. А. БОЗОЯН

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ КУРОРТА АРЗНИ И ИХ АНАЛОГИ

До настоящего времени вопрос существования аналогов минеральных вод курорта Арзни, неоднократно поднимавшийся в литературе, оставался открытым. Были сделаны попытки сопоставления химического состава минеральной воды курорта Арзни с кисловодским нарзаном. Но, по нашему мнению, это сравнение неудачно, так как фактически никакого сходства между арзнинской минеральной водой и кисловодским нарзаном не существует. Эти воды как генетически, так и по своим физико-химическим свойствам относятся к различным типам минеральных вод. Так, минеральная вода курорта Арзни относится к типу хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-углекислых вод, тогда как все минеральные источники Кисловодска относятся к гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-магниевым водам. Как видно из общей характеристики, эти воды совершенно разные.

Проф. Л. А. Оганесян [2] сопоставляет химический состав минеральной воды курорта Арзни с таковым минеральной воды Кисинген (Германия). Это сравнение с нашей точки зрения тоже неудачное.

В минеральной воде Кисинген присутствует в достаточном количестве гипс, тогда как в минеральной воде курорта Арзни гипс отсутствует. Минеральная вода курорта Арзни резко отличается от минеральной воды Кисинген и по содержанию многих других компонентов.

Нам кажется, что согласно химическому составу минеральных вод курорта Арзни, их близкими аналогами могут служить минеральные воды: курорта Зодент ам Таунус в прусской провинции Гессен — Насау в Германии, минеральная вода села Егегнис Микоянского района Армянской ССР и минеральные воды Дарыдаг Нахичеванской АССР, а также воды буровой № 14 курорта Пятигорск Кавминвод.

Из приведенных сравнительных таблиц (1 и 3) химического состава минеральных вод курорта Арзни и минеральных вод курорта Зоден ам Таунус, наглядно видна близость их состава. Так, из данных таблиц явствует идентичность химического состава минеральной воды источника № 15 курорта Арзни и источника Хампагнербруннен.

Общая минерализация, выраженная в мг/экв величинах в минеральной воде источника № 15, составляет 297,3 мг/экв, а в мине-

Таблица 1

И о н ы	Источник № 15, курорт Арзни			Источник Хампагнербруннен			Буровая № 14, курорт Пятигорск		
	мг/л	мг/ экв	экв. ‰	мг/л	мг/ экв	экв. ‰	мг/л	мг/экв	экв. ‰
Калий	11,7	0,30	00	43,7	1,12	0,4	15,2	0,39	0,1
Натрий	—	109,80	37,5	2578,5	112,11	40,9	3304,4	143,67	47,2
Кальций	392,0	19,60	6,2	267,7	13,35	4,9	64,0	3,19	1,0
Магний	229,8	18,90	6,3	126,9	10,42	3,8	58,0	4,77	1,6
Железо	—	—	—	—	—	—	7,6	0,27	0,1
Сумма катионов	—	148,60	50,0	—	137,00	50,0	—	152,29	50,0
Хлор	3404,2	96,00	32,3	3999,0	112,8	41,2	2699,5	76,22	25,1
Сульфат	537,6	11,20	3,7	47,2	0,98	0,4	596,0	12,41	4,0
Гидрокарбонат	2525,4	41,40	14,0	1417,0	23,22	8,4	3882,4	63,63	20,9
Сумма анионов	—	148,60	50,0	—	137,0	50,0	—	152,29	50,0

Сухой остаток при 105°С 8459,3 7880,0 8709,0

Углекислота свободная (CO₂) 1800,0 2453,0 1200,0

Температура воды 21,0 21,0 21,0

ральной воде источника Хампагнербруннен составляет 274 мг/экв. Хлор-ион в воде источника № 15 составляет 96 мг/экв, гидрокарбонат-ион 41,4 мг/экв. Сульфат-ион—11,2 мг-экв.

В минеральной воде Хампагнербруннен хлор-ион составляет 112,8 мг/экв, гидрокарбонат-ион 23,2 мг/экв, а сульфат-ион—0,98 мг/экв.

Из катионов в обоих источниках преобладающим является ион натрия, за которым следует кальций, затем магний.

Содержание свободной угольной кислоты в минеральной воде источника № 15 достигает 2000 мг/л, а в минеральном источнике Хампагнербруннен достигает 2453 мг/л. Таким образом, минеральные воды обоих источников относятся к одному типу, т. е. к хлоридно-гидро-карбонатно-натриево-углекислым водам.

Теперь вкратце остановимся на отличительных чертах этих вод.

В минеральной воде источника № 15 курорта Арзни по сравнению с минеральной водой источника Хампагнербруннен наблюдается повышенное содержание гидрокарбонатного иона. Кроме того, в минеральной воде источника № 15 наблюдается заметное повышение содержания сульфат-иона. Упомянутые расхождения никак не могут являться препятствием для сопоставления этих вод, как наиболее близких аналогов, потому что эти расхождения выявляются при выражении химического состава лишь в абсолютных величинах, а в процент-эквивалентном выражении анализов мы не находим существенных расхождений. Кроме того, на упомянутом немецком курорте есть и второй минеральный источник, вода которого является наибольшим

лее близким аналогом минеральной воды источника № 23 курорта Арзни. Этот источник Милхбруннен курорта Зоден ам Таунус.

Результаты химического анализа вод обоих источников приводятся в сравнительной таблице 3. Данные показывают сходство в отношении содержания всех компонентов. Указанный нами аналог минеральной воды источника 23 подходит гораздо ближе по своим количественным данным, чем аналог минеральной воды источника № 15.

Расхождения между отдельными компонентами так незначительны, что их можно принять как допускаемую погрешность между двумя параллельными определениями. Так, содержание свободной угольной кислоты в минеральной воде № 23 курорта Арзни составляет 1560 мг/л, а в минеральной воде источника Милхбруннен достигает всего 1520 мг/л. Как видно, расхождение составляет всего 40 мг/л (больше 2,5%).

Сухой остаток минеральной воды источника № 23 составляет 3422,0 мг/л, а минеральной воды Милхбруннен 3260 мг/л. Содержание гидрокарбонатного иона в минеральной воде источника № 23 достигает 15,9 мг/экв, а в минеральной воде источника Милхбруннен 16,43 мг/экв. Ион хлора в минеральной воде источника № 23 доходит до 37,8 мг/экв, а в минеральной воде источника Милхбруннен до 43,37 мг/экв. Сульфат ион в минеральной воде источника № 23 составляет всего 4,4 мг/экв, а в минеральной воде Милхбруннен всего 0,84 мг/экв. Среди катионов в обоих минеральных водах доминирующим является ион натрия; в минеральной воде источника № 23 содержание его достигает 47,27 мг/экв, а в минеральной воде Милхбруннен 42,11 мг/экв. Из катионов второе место занимает кальций, количество которого в минеральной воде источника № 23 доходит до 6,5 мг/экв, а в минеральной воде Милхбруннен до 9,18 мг/экв.

Содержание магния в минеральной воде источника № 23 достигает 4,35 мг/экв, а в минеральной воде Милхбруннен 6,67 мг/экв. Таким образом, на основании вышеприведенных данных можно свободно утверждать, что минеральная вода № 23 является близким аналогом минеральной воды Милхбруннен. Большую часть отмеченных расхождений можно принять как расхождения, допускаемые при параллельных анализах. Заметное расхождение наблюдается только в содержании хлор-компонента, что допустимо при сопоставлении аналогов.

Химическая характеристика минеральных вод источника № 15, № 23, Хампагнербруннен и Милхбруннен одинакова. Они все относятся к хлоридно-гидрокарбонатно-натриевым-углекислым водам.

Наблюдается небольшое расхождение в температуре вод, так: минеральная вода источника № 15 имеет температуру 21°C, а минеральная вода Милхбруннен 23°C.

Большой интерес представляет собой сопоставление результатов химического состава минеральной воды новой буровой, пробуренной в конце 1954 г. на курорте Арзни и минеральной воды села Егегнис

Микоянского района Армянской ССР (табл. 2). Новая буровая была пробурена по заявке Министерства пищевой промышленности Армянской ССР для увеличения добычи природного углекислого газа. По-

Таблица 2

И о н ы	Новая скв. курорта Арзни			Источник с. Егегнис		
	мг/л	мг/экв.	экв. ‰	мг/л	мг/экв.	экв. ‰
Натрий	1384,6	60,20	34,4	1980,3	81,75	37,2
Кальций	293,8	14,69	8,4	36,00	18,00	8,2
Магний	1527	12,56	7,2	120,00	10,00	4,6
Сумма катионов . .	—	87,45	50,0	—	109,75	50,0
Хлор	2134,1	60,20	34,4	2120,0	60,0	27,3
Сульфат	300,0	6,25	3,6	480,0	10,00	4,5
Гидрокарбонат	1281,0	21,00	12,0	2424,8	39,75	18,2
Сумма анионов . . .	—	87,45	50,0	—	109,75	50,0

Сухой остаток 105°C 6712,0 мг/л.

Углекислота свободная (CO₂) 1890,0 мг/л.

явление новой буровой скважины повлекло за собой изменение химизма минеральных вод некоторых источников курорта Арзни, как например, источников №№ 7, 15, 23, 25, причем произошло только изменение степени общей минерализации, а соотношение солевых компонентов осталось прежним. Это обстоятельство говорит о том, что новая буровая вероятно захватывает воды из более глубоких горизонтов, где должна быть сравнительно более высокая минерализация. Воды других источников после появления минеральной воды в новой буровой перестали получать питание из горизонтов, более богатых солями, вследствие чего и подверглись опреснению.

Минерализация воды новой буровой занимает среднее положение среди минеральных вод курорта Арзни. Она выше, чем минерализация вод источников №№ 7, 23, 25, 42, и ниже, чем минеральной воды источника № 15. Но тип минеральной воды остается неизменным, т. е. она является также хлоридно-гидрокарбонатно-натриевой углекислой водой. Наиболее близким аналогом данной воды является минеральная вода села Егегнис Микоянского района Армянской ССР (табл. 2).

Содержание хлора в новой буровой, а также в минеральной воде источника Егегнис составляет 60 мг/экв. Сульфат иона в минеральной воде новой буровой содержится 6,25 мг/экв, в источнике Егегнис 10,0 мг/экв. Содержание гидрокарбоната достигает в минеральной воде буровой 21,0 мг/экв, в минеральной воде села Егегнис 39,75 мг/экв.

Среди катионов доминирующим является ион натрия. В минеральной воде новой буровой он достигает 60,2 мг/экв, а в источнике Егегнис 81,76 мг/экв. Содержание кальция в минеральной воде новой буровой достигает 14,69, а в минеральной воде Егегнис достигает 18,00. Содержание магния в минеральной воде новой буровой составляет 12,56 мг/экв, а в минеральной воде Егегнис составляет всего 10,0 мг/экв. Общая минерализация воды новой буровой достигает 174,90 мг/экв, а минеральной воды Егегнис 219,50 мг/экв.

Содержание свободной угольной кислоты в минеральной воде новой буровой достигает 1800 мг/г, а в минеральной воде села Егегнис Азизбековского района составляет 1750 мг/л.

Согласно вышеизложенному, мы приходим к выводу, что группа минеральных вод курорта Арзни является хорошим и близким аналогом минеральной воды села Егегнис Микоянского района. Близость химического состава этих вод как по содержанию отдельных компонентов, так и по общей минерализации и типу минеральных вод определенно говорит о том, что формирование этих вод происходит в одинаковых условиях.

Таблица 3

	Источник № 23 курорта Арзни			Источник Милхбруннен		
	мг/л	мг/экв.	экв. ‰	мг/л	мг/экв.	экв. ‰
Калий	—	не опред.	—	88,4	2,26	1,9
Натрий	—	47,47	40,6	—	42,11	35,9
Кальций	130,0	6,50	5,6	184,0	9,18	7,6
Магний	52,9	4,35	3,8	81,22	6,67	5,5
Сумма катионов . .	—	58,12	50,0	—	60,22	50,0
Хлор	1340,04	37,80	32,61	1537,0	43,37	36,0
Сульфат	212,2	4,42	3,6	20,0	0,42	0,4
Гидрокарбонат	969,9	15,90	13,8	1000,2	16,43	13,6
Сумма анионов . . .	—	58,12	50,0	—	60,22	50,0

Сухой остаток при 105°С—3422—3260,0

Кремневая кислота 62,0 43,7

Углекислота свободная 1556,0 1520,0

Температура 19,0 23,0°С

Нам уже известны условия формирования минеральных вод курорта Арзни. Вероятно, в аналогичных условиях формируется и минеральная вода села Егегнис Микоянского района. Таким образом, мы приходим к выводу о том, что там, где формируется минеральная вода Егегнис, недалеко должна находиться третичная соленосная толща, откуда поступает раствор поваренной соли.

Наконец, крупные выходы Дарыдагских минеральных вод в Нахичеванской Автономной Республике Азербайджанской ССР в большинстве принадлежат к типу минеральных вод курорта Арзни.

Согласно своему химическому составу минеральные воды Дарыдагских источников Азербайджанской ССР относятся к группе хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-кальциево-углекислых вод.

Общая минерализация Дарыдагских минеральных источников доходит до 20 грамм и выше 20 грамм на один литр и, таким образом, минеральные воды Дарыдагской группы обладают еще более высокой степенью минерализации, чем минеральные воды курорта Арзни.

Дарыдагская группа минеральных вод по всем показателям является хорошим аналогом минеральных вод Аргел, выходящих в ущелье реки Раздан. В Аргельской группе существуют воды с повышенной минерализацией, доходящей до 20 г/л. Гидрохимическая характеристика этих вод такая же, как и вод Арзни. Это также воды хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-кальциевого типа.

Отличительные черты минеральных вод курорта Арзни от Дарыдагских минеральных вод следующие. Как уже было отмечено выше, в минеральных водах курорта Арзни минерализация сравнительно ниже, чем у Дарыдагских минеральных вод. Кроме того, в минеральных водах Дарыдага содержание гидроарсената доходит до 29—30 мг/л. В минеральных водах курорта Арзни гидроарсенат обнаружен в ничтожном количестве, только в „следах“.

Кроме того, в Дарыдагских минеральных водах обнаружено высокое содержание брома. По содержанию брома Дарыдагская минеральная вода является бромной водой.

В минеральных водах курорта Арзни содержание брома доходит до 1—2 мг/л, тогда как в минеральных водах Дарыдага оно достигает 17—20 мг/л.

Намечается и повышенное содержание иода в минеральных водах Дарыдага, достигающее 5 мг/л, тогда как в минеральных водах курорта Арзни обнаружены лишь следы иода.

Таким образом, отличительной чертой минеральных вод Дарыдага является повышенное содержание в них таких бальнеологически активных элементов, как бром, иод и мышьяк, благодаря чему Дарыдагские воды по своим бальнеологическим качествам должны отличаться от минеральных вод курорта Арзни. Но по химическому составу эти воды все же очень близки между собой.

Содержание хлора в минеральной воде источника № 15 курорта Арзни достигает 96 мг/экв, а в минеральной воде из Дарыдага оно достигает 105,85 мг/экв. Содержание сульфат иона в минеральной воде Арзни № 15 достигает 11,2 мг/экв, тогда как в источнике № 23 Дарыдага доходит до 15,63 мг/экв. Гидрокарбонат иона в минеральной воде источника Дарыдаг № 23 содержится 74,53 мг/экв, а в минеральной воде источника № 15 курорта Арзни 41,4 мг/экв. Из катионов доминирующим в обоих водах является натрий, следующее место зани-

маст кальций, а затем магний. В минеральной воде источника № 23 Дарыдага сравнительно больше натрия, его содержание достигает 144,4 мг/экв, тогда как в минеральной воде источника № 15 его содержится 109,8 мг/экв. Содержание кальция и магния также почти одинаково.

По сходству химического состава этих вод можно считать, что условия формирования вод обеих групп являются идентичными.

Минеральные воды курорта Арзни, а также Дарыдага формируются в пределах третичной осадочной соленосной толщи. Что касается некоторой пониженной минерализации вод курорта Арзни, по сравнению с Дарыдагскими водами, то это зависит только от расположения водоносных горизонтов. Чем ближе к дневной поверхности, вероятно тем больше минеральная вода разбавляется пресными водами.

Резюмируя вышесказанное, приходим к заключению, что минеральные воды курорта Арзни являются хорошим аналогом минеральных вод курорта Зоден ам Таунус в Германии, минеральных вод Егегнис Микоянского района Армянской ССР, минеральных вод Дарыдага Азербайджанской ССР, минеральных вод буровой № 14 Пятигорска Кавминвод, что хорошо видно из прилагаемой таблицы 1.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 20.XI.56

2. 2. ԲՈՁՈՅԱՆ

ԲՈՒԺԱՎԱՅՐ ԱՐՁՆԻԻ ԵՎ ՆՐԱ ՀԱՄԱՆՄԱՆ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ջրերը

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայկական ՍՍՌ Արզնի բուժավայրի հանքային ջրերը բնորոշվում են որպես քլոր-հիդրոկարբոնատ-նատրիումի ածխաթթվային տիպի ջրեր:

Արզնիի հանքային ջրերի նման ջրերի բնորոշյունը համեմատելու նպատակով բավականին դժվարին հարց է: Այս աշխատանքով ցույց է տրվում, որ Արզնիի հանքային ջրերի համանման հանգիստանում են գերմանական Զոդեն ամ Տաունուս բուժավայրի, Դարիդաղի (Ագրրեջանական ՍՍՌ Նախիջևանի ավտոնոմ ոեպուբլիկա), Եղեգնիս գյուղի (Հայկական ՍՍՌ Միկոյանի շրջան), Պյատիգորսկու № 14 հորատի հանքային ջրերը:

Համաձայն տվյալների կարելի է հանգել այն ենթադրության, որ այդ ջրերը իրենց ծագումով կապված են միատեսակ քիմիա-երկրաբանական պայմանների հետ:

Քիմիական անալիզների արդյունքների համաձայն այդ հանքային ջրերը մինչև երկրի ընդերքից դուրս գալը թափառում են աղաբեր շերտերի վրայով, որի հետևանքով լուծում են որոշ չափով քլորային նատրիում ճանապարհին հաղենում են տեկտոնական ձեղքերից անջատվող ածխաթթու գազով:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Голубинин Л. Е. Минеральные воды и лечебные грязи, М., 1911.
2. Оганисян Л. А. Минеральные источники Армении, Ереван, 1936.

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

էջ

Մ Ի Ն Ե Ր Ա Ն Ո Ղ Ի Ա

- Ն. Ա. Հակոբյան, Հայաստանի պղինձամուրիբեռնային հանքաքարերի օքսիդացման
զոնայի միներալոգիայի հարցի շուրջը 3

Գ Ե Ռ Ֆ Ի Ղ Ի Կ Ա

- Է. Հ. Հարությունյան, Փամբակի և Ծաղկունյաց (Միսխանայի) լեռնաշղթաների լեռ-
նային ապարների մագնիսական հատկությունների մասին 27

Պ Ե Ս Ր Ո Ղ Ր Ա Ֆ Ի Ա

- Ս. Բ. Աբովյան և Գ. Մ. Հարությունյան, Հայաստանի մագնեզիտացած ուլտրահիմ-
քային ապարները և նրանց առաջացումը 37

Կ Լ Ի Մ Ա Յ Ա Ղ Ի Ս Ն Ր Յ Ո Ւ Ն

- Ա. Բ. Բաղդասարյան, Հայկական լեռնաշխարհի կլիմայի ցիրկուլյացիայի գործոնները 43

Գ Ի Ս Ա Կ Ա Ն Ն Յ Ո Ւ Ր Ե Ր

- Հ. Հ. Բոզոյան, Բուժավայր Արզնիի և նրա համանման հանքային ջրերը 54

С О Д Е Р Ж А Н И Е

Стр.

Минералогия

- Н. А. Акопян, К минералогии зоны окисления медно-молибденовых месторож-
дений Армении 3

Геофизика

- Э. А. Арутюнян, О магнитных свойствах горных пород хребтов Памбакского
и Цахкуняц (Мисханского) 27

Петрография

- С. Б. Абовян, Г. М. Арутюнян, Магнетизированные ультраосновные породы
Армении и их происхождение 37

Климатология

- А. Б. Багдасарян, Циркуляционные факторы климата Армянского нагорья . . 43

Научные заметки

- О. А. Бозоян, Минеральные воды курорта Арзни и их аналоги 54

