

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

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



## ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԼԵԳԻԱ

Պատասխանատու խմբագիր՝ Երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Դոլուխանովա  
Պատ. խմբ. տեղակալ՝ Երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Բ. Մ. Մելիքսեթյան

Անդամներ՝ Երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բաղդասարյան, աշխարհագրական գիտ. դոկտոր Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գարրիելյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Բ. Կ. Կաբապետյան, Երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Վ. Պ. Հասրաթյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Հ. Գ. Մաղաբյան, Երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Գ. Մ. Վանցյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, Երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Ա. Ն. Քոչարյան:

Պատասխանատու քարտուղար Վ. Ա. Աղամալյան

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Ответственный редактор канд. геол.-мин. наук *Н. И. Долуханова*  
Зам. ответственного редактора канд. геол.-мин. наук *Б. М. Меликсетян*

Члены: канд. геол.-мин. наук *В. П. Асратян*, докт. геогр. наук *А. Б. Багдасарян*, канд. геол.-мин. наук *Г. П. Багдасарян*, канд. геол.-мин. наук *Г. М. Ванцян*, чл.-корр. АН АрмССР *А. А. Габриелян*, докт. тех. наук *Б. К. Карапетян*, канд. геол.-мин. наук *А. Е. Кочарян*, академик АН АрмССР *Ս. Գ. Магакьян*, докт. тех. наук *Г. И. Тер-Степанян*.

Ответственный секретарь *В. А. Агамалян*

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն  
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է.  
Նրևան 19, Բարեկամության 24

Адрес редакции:  
Ереван 19, Барекамутян, 24.

Э. Х. ХАРАЗЯН

## НОВЕЙШИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХОВЬЕВ БАССЕЙНА р. АХУРЯН (АРМ. ССР)

Бассейн верхнего течения р. Ахурян характеризуется большим развитием разнообразных по составу продуктов новейшего (плиоцен-четвертичного) вулканизма.

В виде мощных покровов и отдельных потоков, бронирующих рельеф Верхнегукасянской Верхнеахурянской и Амасийской котловин, а также Кечутского и Гукасянского хребтов, они ложатся на разные горизонты верхнемеловых, эоценовых и верхнеолигоценовых мергелистых известняков, туфопесчаников, туфобрекчий и глинисто-битуминозных отложений.

Детальными работами, проведенными нами в указанном районе, а также в примыкающем к нему Лорийском плато, удалось установить стратиграфическую последовательность образований вулканического комплекса и расчленить его на отдельные толщи. Стратиграфически и петрографически в этом комплексе выделяются (снизу—вверх):

1. липариты, липарито-дациты и их обсидианы;
2. покровные долеритовые базальты;
3. двупироксеновые андезиты-базальты и андезиты;
4. кварцсодержащие андезиты;
5. роговообманковые андезиты-дациты;
6. гналодациты;
7. туфы ереванско-ленинаканского типа;
8. андезиты-базальты молодых шлаковых конусов Кечутского хребта.

Липариты, липарито-дациты и их обсидианы были нами обнаружены в неглубоком скалистом овраге нижнего течения левой составляющей р. Ениель (левый приток р. Ахурян), непосредственно за тектоническим уступом долеритовых базальтов. Здесь эти породы выходят из под долеритовых базальтов и вверх по течению речки прослеживаются на расстоянии около 200 м, при наибольшей видимой мощности около 10 м. На южном окончании обнажения на правом берегу речки над ними залегает немощная (до 1 м) древняя кора выветривания, обожженная потоком вышележащих долеритов. На северном краю обнажения липариты и обсидианы упираются в мергелистые известняки верхнего мела.

Породы большей частью представлены чернобурыми полосчатыми разностями обсидианов и частично липаритами, с сильно гидратизированной рыхлой текстурой, оставляющей впечатление обломочной массы. Самые крупные монолиты пород имеют размеры не более 40—50 см. Полосчатость выражается чередованием разностей черного, коричнево-бурого, черно-бурого и, редко, красного, кровяно-красного цветов. Блеск пород матовый, реже стеклянный. В южной части обнажения обсидианы

преимущественно черного цвета, более массивные, с изоклиальной псевдомикроскладчатостью. Ширина отдельных полос до 1 см, выдержаны они на расстоянии до 30—40 см. Иногда наблюдаются местные микросбросы, с перемещением сброшенных полос на несколько сантиметров.

В 50 м к западу от оврага, непосредственно на ровной базальтовой площадке вершины тектонического уступа находится другой выход толщи. Это небольшой округлый бугорок, сложенный серыми, темносерыми, чуть розоватыми липаритами — липарито-дацитами с причудливой флюидалностью. Тут и там около бугорка замечены куски черных, темносерых, иногда слабо серо-зеленоватых прозрачных и матовых обсидианов, которые в коренном залегании на данном месте не встречены. Вероятно, они являются дезинтегрированными корками или пропластками указанных липарит-липарито-дацитов.

**Покровные долеритовые базальты** пользуются широким распространением; ими перекрыта большая часть Верхнеахурянской и Амасийской котловин, а также северные и восточные подножья г. Сип и древняя долина р. Ахурян. В районе с. Ениель они перекрывают липариты, липарито-дациты и обсидианы.

Наибольшей мощности толща долеритовых базальтов достигает в ущелье р. Ахурян, выше с. Амасия, за одноименным тектоническим уступом. Здесь она состоит из 24 отдельных потоков общей видимой мощностью около 150 м.

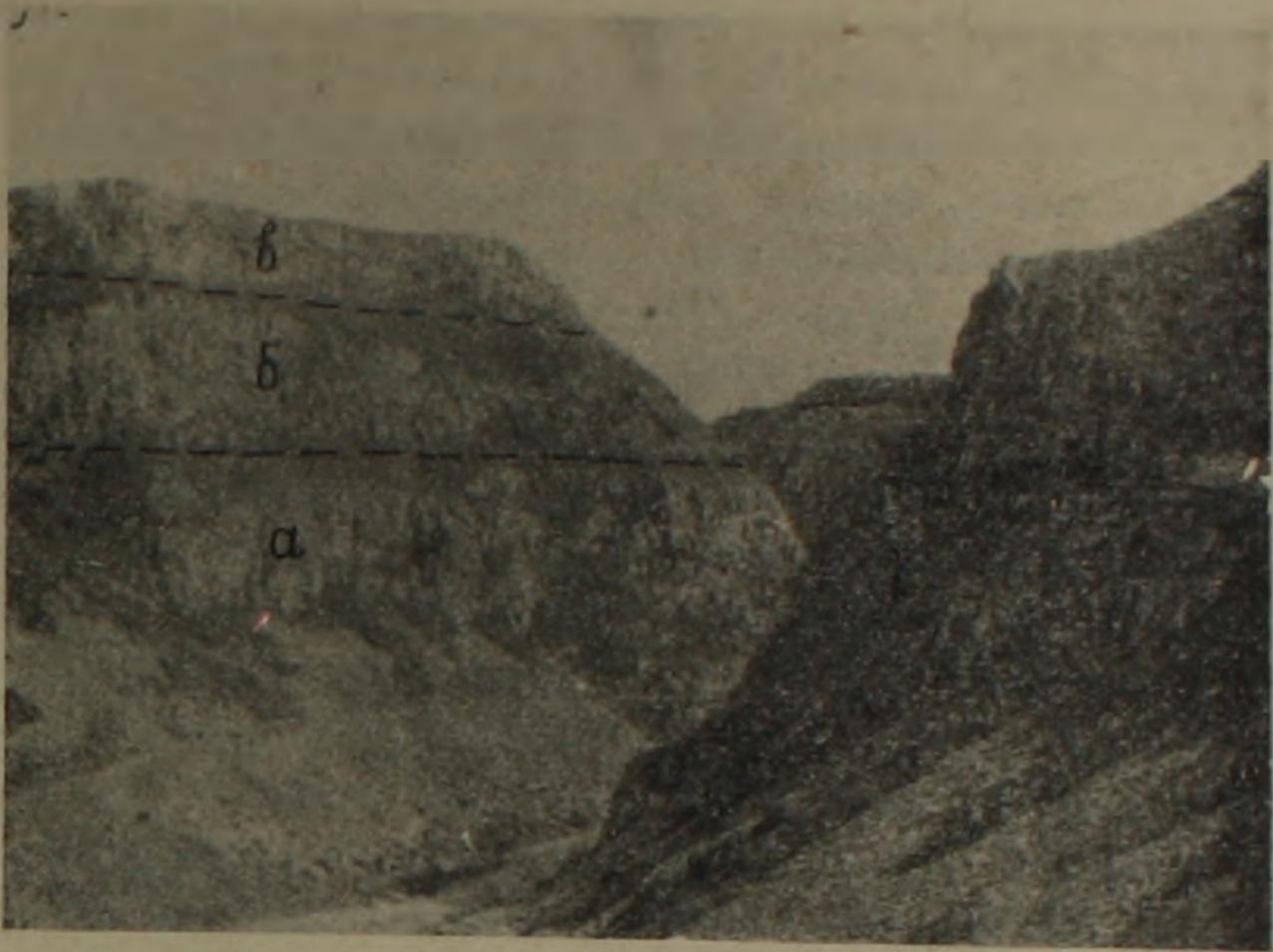
Как и в аналогичных разрезах бассейна р. Дебед [20], толща долеритовых базальтов расчленяется на три части:

а) нижние долеритовые базальты, состоящие из 19 отдельных потоков	104 м.
б) поток андезито-базальтов	24 м.
в) верхние долеритовые базальты, в составе 4 отдельных потоков	12 м.

Это разделение очень хорошо видно также в рельефе бортов ущелья, имеющих трехступенчатое строение (фиг. 1).

Отдельные потоки, составляющие нижние и верхние долериты, в основном выражены маломощными (3—5 м) телами, только в некоторых случаях их толщина достигает 15 м. Потоки в общем мало отличаются друг от друга. Это, главным образом, средне-крупнозернистые, так называемые «сахаровидные» массивные породы серого, темносерого, в нижних частях разреза темнозеленовато-бурого цветов. Отдельности глыбовые, крупноглыбовые; в нижних, более темных породах, встречаются также округлоглыбовые, шаровидные и луковично-скорлуповатые отдельности. Порода андезито-базальтового потока более мелкозернистая, светлосерого — серого цветов. В его нижней части, как и в некоторых потоках верхних долеритов, развита столбчатая отдельность. Сильно развита также тонкоплигчатая отдельность.

**Двупироксеновые андезито-базальты и андезиты.** В районе верховьев р. Дзорагет [20] долеритовые базальты Лорийского плато, являющиеся аналогами долеритов басс. р. Ахурян, с небольшим перерывом



Фиг. 1. Ступенчатое строение бортов ущелья р. Ахурян (выше с. Амасия): а) нижние долериты, б) андезито-базальтовый поток и в) верхние долериты.



Фиг. 2. Луковично-скорлуповатая отдельность в нижних долеритовых базальтах ущелья р. Ахурян (выше с. Амасия).

перекрываются тонкоплитчатыми светлосерыми, серыми андезито-базальтами южного склона Кечутского хребта. Эти породы, кольцеобразно опоясывая указанный хребет, выходят также на западных его подножьях и образуют небольшие покровы (мощностью до 20—25 м) в прилегающих участках Гукасянского плато.

Вверх по склонам они постепенно переходят в андезиты и прослеживаются до абсолютных высот 2700 м, образуя мощную (до 700 м) лавовую толщу. Линейная граница между указанными двумя петрографическими разностями пород проходит примерно по горизонтали 2300 м.

Вне сомнения, такая мощная лавовая толща сложена многочисленными отдельными потоками, выделение которых, однако, невозможно из-за отсутствия непрерывных разрезов. Склоны нескольких, довольно глубоких долин, заложенных в этих породах, сильно задернованы.

Породы толщи мелкозернистые, в основном тонкоплитчатые и плитчатые (толщина плит от 1 до 10—15 см); в верхних горизонтах обнажений иногда более массивные, плотные. Плоскости плит обычно ориентированы горизонтально или слабонаклонно, очень часто на коротком расстоянии положение их меняется до вертикального. Породы окрашены в светло-серые и темно-серые цвета.

Наиболее массивные разности пород, как правило, имеют нормальную мелкую пористость (диаметром пор не более нескольких миллиметров) и более темные окраски, тогда как плитчатые разности совершенно лишены пор и окрашены в светлые тона.

**Кварисодержащие андезиты.** На водораздельной возвышенности, обрамляющей с севера Верхнеахурянскую котловину, и в южной части котловины широтно расположены хорошо сохранившиеся постройки моногенных вулканов Ерицлер, Езнасар, Лчапи, Капутког и Воскесар. Вулканические аппараты имеют вид конусов и усеченных конусов, сложенных рыхлой обломочной вулканической массой черного цвета (шлаки, бомбы, лапилли, пески, пеплы и др.). В большинстве случаев конусы сидят на более пологих щитовидных лавовых постаментах пород того же состава. Как правило, на конусах рыхлые продукты совершенно не отсортированы, или отсортированы очень слабо, образуя грубую косую слоистость. Исключение составляет вулкан Капутког, в основании восточного склона которого, в карьерах, обнажается пачка обломочных образований, состоящая из 35 прекрасно отсортированных, четко выраженных слоев с общим моноклиналильным падением по склону конуса. Каждый отдельный слой отделен от других определенным промежутком времени и соответствует отдельным ритмам эксплозивной деятельности. Обращает на себя внимание тот факт, что все слои имеют обратную механическую отсортировку, т. е. слой в своей нижней части, после резкой границы, начинается более мелким материалом, который кверху постепенно становится все крупнее. Аналогичное явление было описано А. Н. Заварицким [11] на примере вулкана Голгат; такое залегание объясняется возможным переотложением материала, смыванием его с верхних частей конуса. Это объяснение в данном случае нам кажется не сов-

сем приемлемым, так как при переотложении мощности отдельных слоев должны увеличиваться вниз по склону, а отсортировка скорее всего должна была быть не по вертикали, а по простиранию.

Щитовидные лавовые постаменты вулканов сложены несколькими потоками-покровами, иногда отдельными рукавами, простирающимися на расстояния до 10—15 км.

Породы светлосерые—розово-серые, до темносерого и черного цветов, повсеместно с крупными (до 6 мм) округлыми включениями водяно-прозрачного кварца, со средним содержанием до 4% объема породы.

В некоторых местах (южнее вулкана Воскесар) темносеро-черные разности содержат также многочисленные ксенолиты более светлых андезито-базальтов. Ксенолиты округлые, размером до 15 см. Аналогичные кварцсодержащие андезиты с ксенолитами, на Лорийском плато (у с. Благодарное) залегают на двупироксеновых андезитах Геташенского потока [20].

**Роговообманковые андезито-дациты.** На водораздельных частях Кечутского хребта и на его восточных склонах (за пределами района) широко развиты роговообманковые андезито-дациты. У выхода ущелья р. Лоригет (Кара-кала) на Лорийское плато на правом его борту они непосредственно залегают на тонкоплитчатых андезито-базальтах толщи двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов.

Андезито-дациты имеют глыбовые, толстоплитчатые, плитчатые (толщина плит до 15 см) отдельности и «чингилами» покрывают многие господствующие вершины хребта — Андраник (Ак-чала), Егнасар, Лорусар, Гайлакар, Ампасар и др.

На некоторых из этих вершин были установлены также центры извержений указанных лав, в виде небольших, довольно сильно эродированных нагромождений окисленных шлаков и бомб (фиг. 3).



Фиг. 3. Вулканические бомбы роговообманковых андезито-дацитов на вершине г. Андраник.

Андезито-дациты светлосерого, серого, иногда розоватого цветов, крупнопорфировые; невооруженным глазом различаются крупные длинные (3—4 мм) призмы базальтической роговой обманки и большие белые выделения плагиоклазов.

Гналодациты образуют многочисленные отдельные экструзивные тела, прорывающие разнообразные породы вулканического комплекса Кечутского хребта, от долеритовых базальтов (у сс. Ениель—Гелли) до роговообманковых андезито-дацитов (на вулкане Гайлакар).

Гналодациты исключительно приурочены к широтным линиям: к Арпа-Казанчинскому тектоническому уступу [7] и в северной части Кечутского хребта к полосе Езнасар-Дарагюх-Лорусар-Гайлакар. Последняя переходит также на восточные склоны хребта и в том же направлении продолжается до района сс. Ильмазу, Совугбулаг,—на западном краю Лорийского плато [20].

Очертания экструзий округлые, овально-вытянутые; размеры их от нескольких десятков метров до нескольких километров. Обычно наблюдается зональное строение выходов тел. В ядрах породы черного цвета, массивные, плотные, стекловатые, с очень характерным несовершенным раковистым изломом, а в приконтактных частях они светлосерого, серого цветов и полосчатые, тонкоплитчатые. Как правило, плитчатость вертикальная или веерообразно-расходящаяся параллельно контактам экструзии. В некоторых местах (восточная часть вершины Овасар) наблюдается также брекчиевидное строение черных стекловатых разностей. Обломки размером до 3—4 см слабоокруглые или угловатые; имеют мелкую, почти незаметную невооруженным глазом пористость. Обломки слагают небольшие вертикально-стоящие обрывы типа жерловых брекчий.

**Туфы еревано-ленинаканского типа.** На Амасийском лавовом плато, между с. Амасия и Амасийским тектоническим уступом, а также на правом борту ущелья р. Ахурян, к югу от широты с. Азизбеков и в долине р. Джрадзор, на долеритовых базальтах с заметным стратиграфическим перерывом залегает покров туфов еревано-ленинаканского типа.

В 300 м от водонасосных станций р. Ахурян вверх по течению обнажается следующий восходящий разрез:

- а) покровные долеритовые базальты Амасийского плато, мощность обнаженной части около 50 м;
- б) маломощные глинисто-песчанистые речные отложения, залегающие в эрозионных карманах долеритового ложа, мощность до 2,5 м;
- в) черные туфовые пески—0,1—0,15 м;
- г) черный плотный туф — 2 м;
- д) красно-бурый туф — 1 м;
- е) красный туф—1,5 м;
- ж) современный почвенный покров—0,2—0,4 м.

Переходы от черных разностей к красно-бурым и красным постепенные.

Анализируя мощности туфового покрова в разных частях Амасий-

ского плато, можно установить, что в общем они увеличиваются с севера на юг, достигая у серпантинной шоссейной дороги Амасия—Ленинакан—12 м. Средние же мощности по всему плато не превышают 3—4 м. В южном направлении происходит также резкое увеличение степени спекаемости туфового материала; еще дальше на юг к Ваграмабердскому туфовому полю (вне пределов района), степень спекаемости снова уменьшается, хотя мощности в общем остаются те же (10—12 м). В связи с указанным изменением степени спекаемости материала, изменяются также некоторые внешние признаки пород. В наиболее интенсивно спекшихся участках встречаются крупноглыбовые и столбчатые отдельности с полураковистым изломом и острыми режущими краями обломков. По некоторым признакам они напоминают ранее описанные экструзивные гналодациты, с которыми очень близки также по составу. Описанная интенсивная спекаемость наблюдается в туфах долины р. Джрадзор, по широтной полосе от с. Джрадзор до с. Илли и еще дальше, на протяжении около 6 км.

По мнению К. Г. Шириняна [21], туфы Амасийского плато, как и всей Ленинаканской равнины, являются продуктами трещинных извержений. Трещины разрыва могли образоваться в результате прогибания котловины и воздымания Ширакского антиклинория.

Все указанные разности туфов Амасийского плато представляют собою более или менее плотные породы, состоящие из обломков вулканического стекла, различных минералов и пород.

На темном фоне пепловой стекловатой массы невооруженным глазом можно наблюдать включения крупного призматического плагиноклаза (до 3 мм) и многочисленные полукатанные угловатые обломки пород ложа: долеритов и различных эффузивных, экструзивных и осадочных образований эоцена.

**Андезито-базальты молодых шлаковых конусов Кечутского хребта.** В районе вершинной части вулкана Кечут (Легли) и его западных склонов роговообманковые андезито-дациты непосредственно перекрываются потоками темносерых, до черных, иногда розоватых, очень крепких андезито-базальтов. Полого падая по склонам горы, они уходят далеко вниз и заполняют неглубокий овраг правого притока р. Чахкал. На вершине левого борта оврага андезито-базальты перекрывают также край гналодацитовой экструзии.

Названные породы развиты только в пределах Кечутского хребта и связаны с разбросанными в его водораздельных частях небольшими шлаковыми конусами, являясь продуктами их деятельности.

Наибольшее количество лавы было извержено вулканами Кечут, Цахкасар (Нур-Ахмед), Севкатар (Кара-даг) и частично вулканом Ампасар, расположенном на юго-восточной оконечности хребта.

Более или менее полный разрез описанных лав обнажается в вышеуказанном овраге правого притока р. Чахкал. Здесь можно сосчитать до 15—17 отдельных потоков, общей мощностью 170 м. Породы более или

менее однотипные, преимущественно темносерого до черного цветов, с мелкими ярко-зелеными зернами вкрапленных минералов.

Отдельности преимущественно глыбовые; в верхах разреза встречаются также плитчатые, тонкоплитчатые разности. Как и во многих других случаях, здесь также ориентировка плоскостей плитчатости совершенно изменчивая; иногда при их определенном расположении образуются уникальные «лавовые складки» — антиклинали длиной до 20—30 м и высотой 10 м. Обычно к центру складки толщина плит все увеличивается и в самом ядре уже отдельность становится глыбовой (фиг. 4).



Фиг. 4. „Лавовая складка“ в молодых андезито-базальтах западного склона г. Кечут.

Как отмечал Э. П. Гамкрелидзе [9], аналогичное строение потоков на восточных склонах Кечутского хребта (на территории Груз. ССР) заставило некоторых исследователей (Л. И. Маруашвили, П. И. Желтов и др.) искать причины их образования в новейших тектонических движениях. По мнению же Э. П. Гамкрелидзе они могут образоваться сморщиванием краевой части уже наполовину остывшего, но еще вязкого лавового потока, под влиянием течения, при встрече с барьером на пути движения.

В северо-западной части вершины вулкана Ампасар, на останце андезито-базальтов, плащеобразно покрывающих роговообманковые андезито-дациты и моноклиально падающих по склонам, отдельные потоки лавы многократно переслаиваются с четко выраженными прослоями сильно сваренных и окисленных красных шлаков. Мощность потоков лавы и шлаковых прослоев почти одного порядка и равна примерно 1,5—2 м; общая мощность всей пачки андезито-базальтов около 80 м. Вулканические постройки указанного типа К. И. Карапетяном [13] выделены под названием вулканов Гегамского типа.

Таблица 1

## Петрографическая характеристика новейших вулканических образований бассейна р. Ахурян

Породы	Структура	Вкрапленники	Основная масса	Вторичные изменения	Примечания
1	2	3	4	5	5
Липариты, липарито-дациты и их обсиданы	Порфировая-олигофи- ровая, основная масса гиалопилитовая-кри- сталлитовая	Плагиоклаз и клинопи- роксен (общее содер- жание менее 1% объема)	Плагиоклаз, стекло (бо- лее 70% объема), руд- ный минерал		Основная масса у липа- ритов и липарито-даци- тов более закристалли- зованная чем у обсид- анов
Покровные долерито- вые базальты (ниж- ние и верхние)	Порфировая, основная масса крупнодолерито- вая, местами пойкило- офитовая, в 12-ом, 16-ом и 24-ом потоках (сни- зу)—гиалопилитовая, интерсертальная	Оливин—14—22% $Fe_2SiO_4$ (до 5% объема породы). Плагиоклаз—52—60% Ап (до 7% объема). Клинопироксен $CNg =$ $=40-60^\circ, 2V = +46$ $+48^\circ$ (до 2% объема)	Плагиоклаз, клинопи- роксен, рудный мине- рал. В 12-ом, 16-ом и 24-ом потоках (снизу) также стекло (до 80% объема)	В нижних потоках ниж- них долеритов-хлорити- зация, карбонатизация, а вообще по всему раз- резу—частичное оже- лезнение оливина	В некоторых местах оливин имеет двойные концентрические каем- ки—ожелезнения (тем- нокоричневого цвета) и хлоритизации (грязнозе- леного цвета)
Междолеритовый ан- дезитово-базальтовый поток	Порфировая-олигофиро- вая, основная масса микродолеритовая, уча- стками пойкилофито- вая	Оливин (до 1,5% объема). Плагиоклаз (менее 1% объема)	Плагиоклаз, клинопи- роксен, оливин, стекло (до 20% объема), руд- ный минерал	Почти полное ожелез- нение оливина и частич- ная карбонатизация ос- новной массы	

1	2	3
Друпироксеновые андезиты-базальты и андезиты	Порфировая, основная масса микроделеритовая, пилотакситовая, гиалопилитовая	Оливин (в небольшом количестве в андезито-базальтах). Плагноклаз—48—60% (до 7% объема). Клинопироксен $2V = +50 + 60^\circ$ , $CNg = 34 - 68^\circ$ , (до 4% объема). Ромб. пироксен— $2V = -61 - 84^\circ$ , $CNg = 0 - 9$ , (до 3% объема)
Кварцсодержащие андезиты	Порфировая, основная масса микролитовая, гиалопилитовая, гналинная	Плагноклаз—44—46% Ап (до 5% объема). Ромб. пироксен— $2V = -72 - 74^\circ$ , $CNg = 3 - 4^\circ$ Клинопироксен $2V = +50 + 60^\circ$ , $CNg = 34 - 68$ , немного также базальт-ч. рог. обманки
Роговообманковые андезито-дациты	Крупнопорфировая-олигопорфировая, основная масса гиалопилитовая—криптокристаллическая	Базальт-ч. рог. обманка— $2V = 70 - 84^\circ$ . $CNg = 3 - 11^\circ$ (до 5% объема) Плагноклаз—45—47% Ап (до 7% объема) Редко ромб. пироксен и клинопироксен

4	5	6
<p>Плагноклаз, клинопироксен, стекло (до 80% объема в верхах разреза), рудный минерал</p>	<p>Сильная хлоритизация и карбонатизация в андезито-базальтах основания (устье р. Гукасян-джур)</p>	<p>Вверх по разрезу увеличивается содержание плагноклаза и ромб. пироксена, полностью исчезает оливин</p>
<p>Плагноклаз, ромб. пироксен, клинопироксен, черное стекло (до 65% в лавах, и до 95% в обломочных разностях)</p>		<p>Обильно содержат округлые ксеногенные зерна кварца, окруженные каемкой из радиально расположенных к нему тонких призм клинопироксена</p>
<p>Плагноклаз, ромб. пироксен, клинопироксен, стекло (80% объема), рудный минерал</p>	<p>Частичная опацификация цветных минералов</p>	

1	2	3
Гналодациты	Порфировая-олигофирова- вая, основная масса гналопилитовая, крипто- кристаллическая	Плагиоклаз—45—48% Ап (до 1% объема), Базальтич. рог. обман- ка, ромб. пироксен и клинопироксен
Туфы еревано-лени- наканского типа	Обломочная	Плагиоклаз, Клинопироксен, Ромб. пироксен
Андезито-базальты молодых шлаковых конусов Кечутского хребта	Порфировая, основная масса гналопилитовая, микролитовая, интер- сертальная	Клинопироксен $2V =$ $= +46 + 48$ , $СNg = 31^\circ$ (до 4,5% объема), Плагиоклаз, ромб. пироксен, оливин

4

5

6

Плагиоклаз, стекло (более 90% объема), рудный минерал

Опацитизация цветных минералов и образование радиально-лучистого кристобалита в микропорах

Плагиоклаз, клинопироксен, стекло (до 90% объема) апатит, рудный минерал

Плагиоклаз, ромб. пироксен, клинопироксен, оливин, стекло (до 60% объема), рудный минерал

Частичное ожелезнение оливина

Вверх по разрезу увеличивается содержание оливина и уменьшается содержание плагиоклаза, ромбического пироксена и стекла

Таблица 2

Химические анализы новейших вулканических образований бассейна р. Ахурян

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	71,50	50,68	52,76	51,55	53,76	56,69	59,52	58,20	61,15	63,36	63,90	54,76
Ti <sub>2</sub> O	0,23	0,14	1,02	1,07	0,99	1,05	0,86	0,68	0,68	0,75	0,60	1,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,01	18,09	16,52	14,10	16,78	14,39	16,27	16,34	16,00	15,85	13,82	11,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,83	7,22	3,65	10,08	5,10	5,40	3,23	2,30	2,23	4,09	4,18	6,64
FeO	0,93	4,21	6,32	5,10	4,30	5,71	4,74	4,76	4,50	3,81	3,90	8,30
MnO	—	0,01	0,13	0,16	0,14	0,13	0,10	0,09	0,09	0,09	0,10	0,17
MgO	0,60	5,13	5,20	3,12	4,76	4,03	2,60	3,50	2,78	1,22	1,20	4,32
CaO	1,87	8,56	8,89	8,68	9,10	7,29	6,30	6,82	5,77	4,24	5,10	7,37
Na <sub>2</sub> O	4,00	4,40	3,80	3,9	4,00	3,00	4,00	4,40	4,60	4,00	4,60	3,50
K <sub>2</sub> O	3,25	2,40	1,60	1,24	1,40	1,52	2,00	2,70	2,80	2,75	3,20	1,62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,20	—	0,32
—H <sub>2</sub> O	0,27	0,22	0,04	0,82	0,18	0,02	0,12	0,80	0,13	—	—	—
+H <sub>2</sub> O	—	0,03	—	0,20	—	0,06	—	0,05	—	—	0,09	0,04
Сум- ма	100,49	99,99	99,74	100,06	100,51	99,29	99,74	100,64	100,74	100,36	100,69	100,03

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	13,2	11,8	10,5	10,4	10,9	8,7	11,8	13,4	14,1	12,9	14,2	9,6
c	2,2	6,4	5,7	4,2	5,8	5,3	5,1	4,1	3,6	4,2	1,8	2,7
b	5,8	23,3	23,6	25,4	21,8	20,6	14,4	16,4	12,7	10,3	13,3	26,2
s	78,8	58,5	60,2	60,0	61,5	65,4	68,7	66,1	69,6	72,6	70,7	61,5
a'	54,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
f'	28,4	44,0	40,0	54,0	39,6	49,3	51,0	39,1	49,2	70,2	53,3	50,3
m'	17,0	38,1	37,9	20,8	36,5	33,1	31,0	35,8	24,0	19,8	14,9	27,0
c'	—	17,9	22,1	25,2	23,9	17,6	18,0	25,1	26,8	10,0	31,8	22,7
n	65,0	83,5	78,2	82,9	81,2	75,0	75,6	71,0	71,2	68,4	68,5	76,7
t	0,1	0,2	1,5	1,6	1,4	1,5	1,1	0,9	0,9	0,9	0,6	2,0
φ	25,0	26,8	13,5	34,1	19,8	22,5	19,0	11,5	15,0	34,4	25,8	2,1
Q	29,0	—12,8	—6,3	—5,0	—4,6	8,1	8,7	1,2	7,4	16,2	16,5	1,1
$\frac{a}{c}$	6,0	1,8	1,8	2,5	1,9	1,6	2,3	3,3	3,9	3,1	7,9	3,5

1. Обсидиан у с. Ениёл (обр. № 700); 2. Нижний долеритовый базальт, у с. Амасия, ущелье реки Ахурян (обр. № 155); 3. Междолеритовый андезито-базальт ущелье р. Ахурян, у с. Амасия (обр. № 277); 4. Верхний долеритовый базальт, восточный берег оз. Арпа (обр. № 111); 5. Двупироксеновый андезито-базальт, у Карахачского пер. (обр. № 311); 6. Двупироксеновый андезито-базальт, у с. Зуйгахпюр (обр. № 531a); 7. Двупироксеновый андезит, Карахачский пер. (обр. № 293); 8. Кварцосодержащий андезит, подножье г. Езнасар (обр. № 105); 9. Кварцосодержащий андезит, вершина г. Воскесар (обр. № 98); 10. Роговообманковый андезито-дацит, вершина г. Андраник (обр. № 709); 11. Гиалодацит, между сс. Гёлли и Ениёл (обр. № 127); 12. Самый молодой андезито-базальт, вершина г. Кечут (обр. № 706)

На других вулканах, изливавших андезито-базальты, лавовый материал связан только с нижними частями вулканической постройки.

Сами конусы сложены в основном обломочным вулканическим материалом: шлаками, лапиллями и всевозможными бомбами. Поверхности этих обломков окисленные, краснобурые. На вершинах Севкатар, Овсеписар и др. наблюдаются также вертикально стоящие тела из слабосваренного обломочного материала, типа жерловых брекчий.

Главным спорным вопросом для определения возраста новейших вулканических образований верховьев р. Ахурян, также как и всего Ахалкалакского вулканического нагорья, является взаимоотношение покровных долеритовых базальтов лавовых плато (Ахалкалакское, Цалкинское, Башкичетское, Гукасянское, Амасийское, Лорийское) со средними и кислыми образованиями обрамляющих хребтов (Гукасянский, Абул-Самсарский, Кечутский).

По Г. Абиху [1], О. Т. Карапетяну [14], А. Т. Асланяну [3] и др. долеритовые базальты лавовых плато являются более поздними образованиями и нивелируют рельеф более раннеобразованных всех средних и кислых лав хребтов.

Большая группа других исследователей—Е. Н. Дьяконова-Савельева [10], Д. С. Белянкин и В. П. Петров [4], П. Д. Гамкрелидзе [8], А. А. Габриелян [6] и др.—считает, что вначале изливались базальтовые покровы лавовых плато, затем — Абул-Самсарские и Кечутские более кислые образования.

Примерно такого же мнения придерживаются К. Н. Паффенгольц [17] и Е. Е. Милановский [16], которые однако выделяют и более молодые долериты так называемых Дзорагетского, Машаверского и Амасийского потоков.

По Н. И. Схиртладзе [19] и Л. И. Маруашвили [15] долериты в периферических частях Абул-Самсарского и Кечутского хребтов перекрывают некоторые кислые эффузии (в том числе липариты и обсидианы гг. Коюн-даг и Дали-даг), слагающие их пьедестал и древние конусы. С другой стороны, там же, в ряде мест долериты, в свою очередь перекрываются более молодыми андезитами и андезито-дацитами верхней брони хребтов.

На примере бассейна р. Дзорагет нами [20] ранее было доказано, что все долеритовые базальты плато (включая и Дзорагетского потока) едины и являются основанием, на котором залегают остальные более кислые вулканы Кечутского хребта. Вышеприведенными геологическими и петрографическими фактами подтверждается такой вывод также для долеритовых базальтов Гукасянского, Амасийского плато и ущелья р. Ахурян.

Геологическая последовательность вулканических образований Кечутского хребта и окружающих лавовых плато представляется нами в следующем порядке:

1. Липариты, липарито-дациты и их обсидианы р-на села Ениель, как было сказано раньше, четким контактом и с литомарге перекрываются долеритами плато; следовательно, они древнее всех других пород вулканического комплекса. Они, вероятно, являются синхронными образованиям кислых фаций Годерзской свиты верхний миоцен-нижнеплиоценового возраста.

2. В настоящее время для покровных долеритовых базальтов большинством исследователей уже принимается верхний плиоцен-нижнечетвертичный возраст, что подтверждается находением ископаемой фауны

млекопитающих в междолеритовых озерных отложениях (Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [12], А. К. Векуа [5]), а также геофизическими методами (Ц. Г. Акопян [2]).

Возраст еревано-ленинаканских туфов на основании фаунистических данных из подстилающих их озерных отложений Ленинаканской котловины, Ю. В. Саядяном [18] определяется как начало среднего четвертичного времени (низы хазарского яруса).

По нашим данным указанные туфы по составу и некоторым другим признакам очень похожи на описанные нами гналодациты и вероятно являются их эксплозивными аналогами; следовательно, они синхронны.

Таким образом, возраст всей средней части вулканического комплекса Кечутского хребта—от долеритовых базальтов до гналодацитов и туфов включительно—нами принимается как верхний плиоцен—низы среднего антропогена.

3. Вулканическая деятельность в указанном районе заканчивается извержением андезито-базальтов молодых шлаковых конусов Кечутского хребта, которым мы приписываем среднечетвертичный возраст. Они заполняют пониженности рельефа в роговообманковых андезито-дацитах и гналодацитах.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 19.II.1968.

Է. Խ. ԽԱՐԱԶՅԱՆ

### ԱՆՈՒՐՅԱՆ ԳԵՏԻ ՎԵՐԻՆ ՀՈՍԱՆՔՆԵՐԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ՆՈՐԱԳՈՒՅՆ ՀՐԱԲԵՍՅԻՆ ԱՌԱՋԱՑՈՒՄՆԵՐԸ

#### Ա մ փ ո փ ու մ

Ախուրյան գետի վերին հոսանքների ավազանը աչքի է ընկնում բազմապիսի կազմի նորագույն հրաբխային նյութերի մեծ առատությամբ (դոլերիտային բազալտներից մինչև լիպարիտներ և օբսիդիաններ):

Կատարված մանրամասն ուսումնասիրությունների շնորհիվ մեզ հաջողվել է նշված առաջացումները ենթարկել ստրատիգրաֆիական ստորաբաժանման, վերականգնել հրաբխային նյութերի առաջացման հաջորդականությունը և որոշել նրանց երկրաբանական հասակները: Ստորև բերվում է հրաբխային առաջացումների ստրատիգրաֆիական մանրամասն կտրվածքը (ներքևից-վերև):

1. Լիպարիտներ, լիպարիտադացիտներ և նրանց օբսիդիաններ—ենթադրվում է, որ հանդիսանում են Ախալքալակի հրաբխային մարզում լայնորեն տարածված Գոգերդյան հրաբխանստվածքային շերտախմբի ժամանակակիցը, ունենալով վերին միոցեն—ստորին պլիոցենի հասակ:

2. Կեչուտի լեռնաշղթայի և նրան կից լավային սարահարթերի հրաբխային առաջացումների հզոր հաստվածք, բաղկացած հետևյալ առանձին միավորներից (ներքևից վերև):

- ա) ծածկոցային դոլերիտային բազալտներ
- բ) երկպիրոքսենային անդեզիտաբազալտներ և անդեզիտներ
- գ) քվարց պարունակող անդեզիտներ
- դ) հորներենդային անդեզիտադացիտներ

б) հիալոդազիտներ

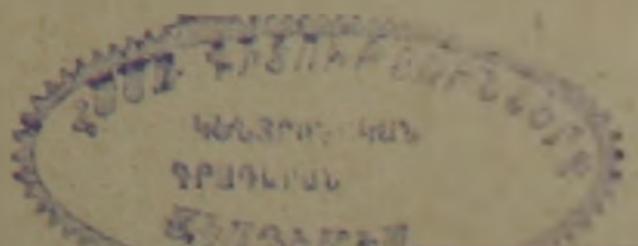
զ) Երևանա-լենինականյան տիպի տուֆեր

Նշված բոլոր խմբերի ապարների հասակը, ըստ նրանցում պարունակվող գետա-լճային նստվածքներից գտնված բրածո-մնացորդների, ընդունվում է որպես վերին պլիոցեն—միջին շորրորդականի ստորին մաս (խաղարյան հարկ):

3. Նորագույն հրաբխային գործունեությունը նշված շրջանում եղրափակվում է Կեչուտի լեռնաշղթայի ջրբաժանային մասերում տարածված բազմաթիվ խարամային կոներից անդեզիտաբազալտային լավաների արտավիժմամբ և նույն կազմի մի շարք դայկաների ներդրմամբ (Եղնասար):

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абих Г. В. Геология Армянского нагорья (Восточная часть). Зап. Кавк. отд. Рус. географ. об-ва, кн. 23, 1902.
2. Акопян Ц. Г. К вопросу об одновозрастности долеритовых базальтов Приереванского района и Лорийского плато, ДАН Арм. ССР, XXI, № 5, 1955.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. «Айпетрат», Ереван, 1958.
4. Белянкин Д. С. и Петров В. П. Петрография Грузии. Изд. АН СССР. Региональная петрография, сер. 1, вып. II, 1945.
5. Векуа А. К. О фауне нижнечетвертичных млекопитающих из Ахалкалаки (Южная Грузия). ДАН СССР, т. 127, № 2, 1959.
6. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1964.
7. Габриелян А. А., Харазян Э. Х. К неотектонике Лорийского, Гукасянского и Цалкинского лавовых плато. Изд. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, № 1—2, 1967.
8. Гамкрелидзе П. Д. Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и южного склона Триалетского хребта. Тр. ГИП им. Кирова, № 32, 1954.
9. Гамкрелидзе Э. П. Складчатость течения в вулканических лавах с. в. склона Кечутского хребта. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 22, № 5, 1959.
10. Дьяконова-Савельева Е. Н. Ахалкалакское вулканическое нагорье. Путеводитель XVII сессии междунар. геол. конгр., экскур. по Кавказу. Армянская ССР, 1937.
11. Заварицкий А. Н. Вулкан Голгат и его продукты. Труды лабор. вулканол. АН СССР, серия геол., вып. 7, 1953.
12. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. О возрасте Цалкинского лавового комплекса. ДАН СССР, т. IX, № 1, 1948.
13. Карапетян К. И. О новом Гегамском типе вулканов. Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1962.
14. Карапетян О. Т. Геологическое описание Ахалкалакского уезда. Тифлис, 1929.
15. Маруашвили Л. И. Морфология и история развития новейших вулканических сооружений Южной Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XVII, № 4, 1956.
16. Милановский Е. Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.
17. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Армении и прилегающих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Изд. АН Арм. ССР, 1946.
18. Саядян Ю. В. Стратиграфия и палеогеографические условия формирования новейших отложений Ширакской котловины (Армения). Автореферат диссертации, Ереван, 1968.
19. Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1958.
20. Харазян Э. Х. Стратиграфическое положение долеритовых лав Лорийского плато в разрезе вулканического комплекса Джавахетского хребта. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле т. XIX, № 5, 1966.
21. Ширинян К. Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1961.



Г. С. АРУТЮНЯН

О ГЕНЕЗИСЕ ГАББРОИДОВ, ПРИУРОЧЕННЫХ  
К ГИПЕРБАЗИТОВЫМ ИНТРУЗИЯМ

(на примере северо-западной части Севанского хребта)

Рассматриваемые габброиды входят в состав Севано-Акеринского гипербазитового пояса Малого Кавказа, где кроме гипербазитов значительную роль играют габброиды. Среди последних автором [1] выделяются две возрастные группы: 1) верхнемеловая (турон-коньякская), пространственно сопровождающая гипербазиты и 2) среднеэоценовая. Последующие работы позволили нам среди габброидов верхнемеловой возрастной группы четко различить два типа. Первый из них непосредственно залегает среди гипербазитовых тел и является их существенной составной частью, а второй — развит за пределами гипербазитов, но сопровождает их. Выделенные типы габброидов, кроме геолого-структурного отличия, довольно отчетливо различаются по петрографическим и химическим особенностям.

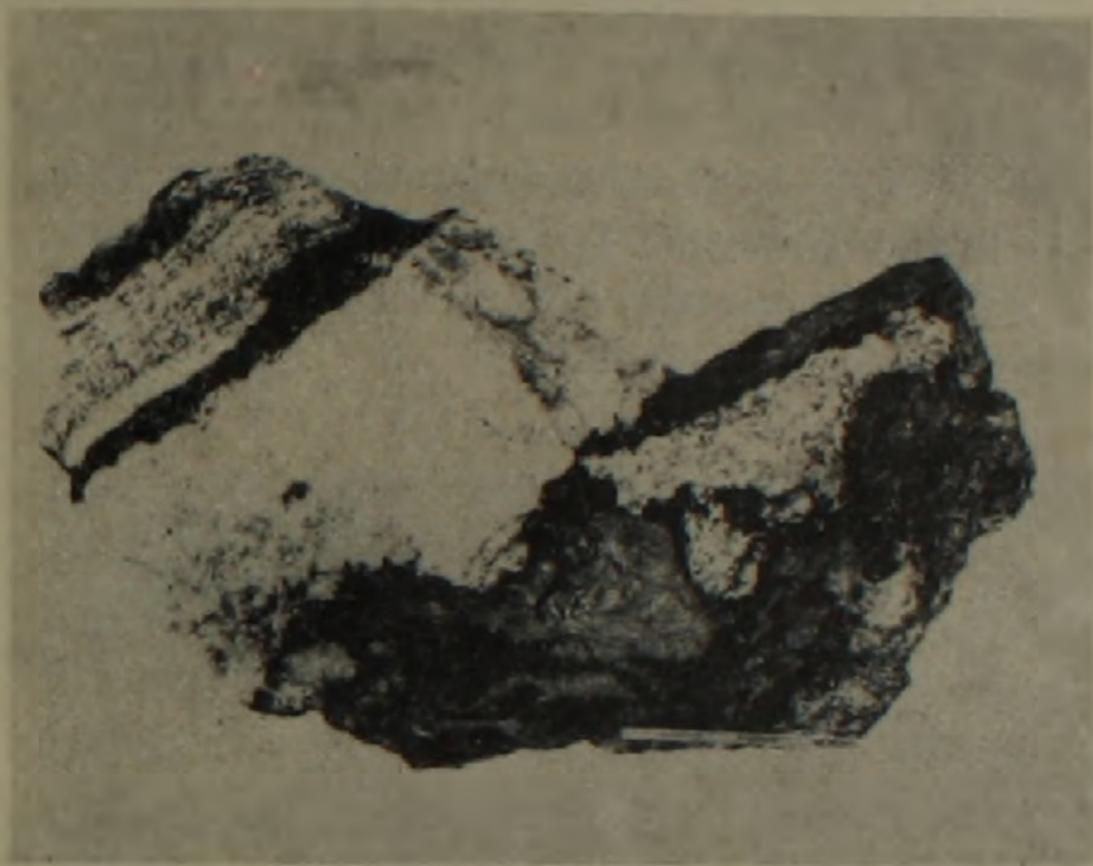
Габброиды первого типа представлены: троктолитами, оливиновыми габбро, габбро-пегматитами, анортозитами, цоизитовыми габбро и цоизититами; второго — роговообманковыми габбро, диоритами и кварцевыми диоритами. Ниже рассмотрим габброиды первого типа.

В отношении генезиса рассматриваемых габброидов предыдущие исследователи Севано-Акеринского пояса придерживаются мнения о их магматическом происхождении. При этом большинство авторов [1, 3, 5, 11 и др.] как габброиды, так и гипербазиты пояса считают результатом дифференциации основной магмы, а сравнительно небольшая часть исследователей [4, 6] связывают их с дифференциацией перидотитовой магмы. В последнее время высказано мнение [10] о том, что они являются результатом внедрения самостоятельной габбровой магмы.

В процессе геолого-структурного и петрографического исследований гипербазитовых массивов северо-западной части Севанского хребта нами получены новые данные, вызывающие сомнение в их магматической природе и, как ниже будет изложено, позволяют рассматривать их как апогипербазитовые метасоматические образования.

Рассматриваемые габброиды локализируются в краевых, в тектоническом отношении ослабленных, частях гипербазитовых массивов (Шоржинский, Джил-Сатанахачский) и залегают только лишь внутри последних. Габброиды образуют жильные, линзообразные, гнездообразные и неправильной формы тела различных размеров (от нескольких см до 300 м по простиранию, при мощности до 50 м). Небольшие жилы и прожилки имеют весьма разнообразную ориентировку и приурочены в основном к системам трещин северо-западного, широтного и северо-восточного простираний.

Подробное изучение многочисленных разрезов по контактовым зонам гипербазитов и габброидов показало, что габброиды и гипербазиты находятся далеко не в одинаковых взаимоотношениях. В одних случаях они имеют постепенные расплывчатые переходы через меланократовые троктолиты и плагиоклазовые перидотиты к гипербазитам, в других—наблюдаются резкие, и, наконец, в третьих—секущие по отношению к гипербазитам контакты. Такое взаимоотношение можно наблюдать не только в разрезах (обнажениях), но даже в сравнительно крупных, штуфных образцах (фиг. 1).



Фиг. 1. Характер взаимоотношений габброидов с гипербазитами.

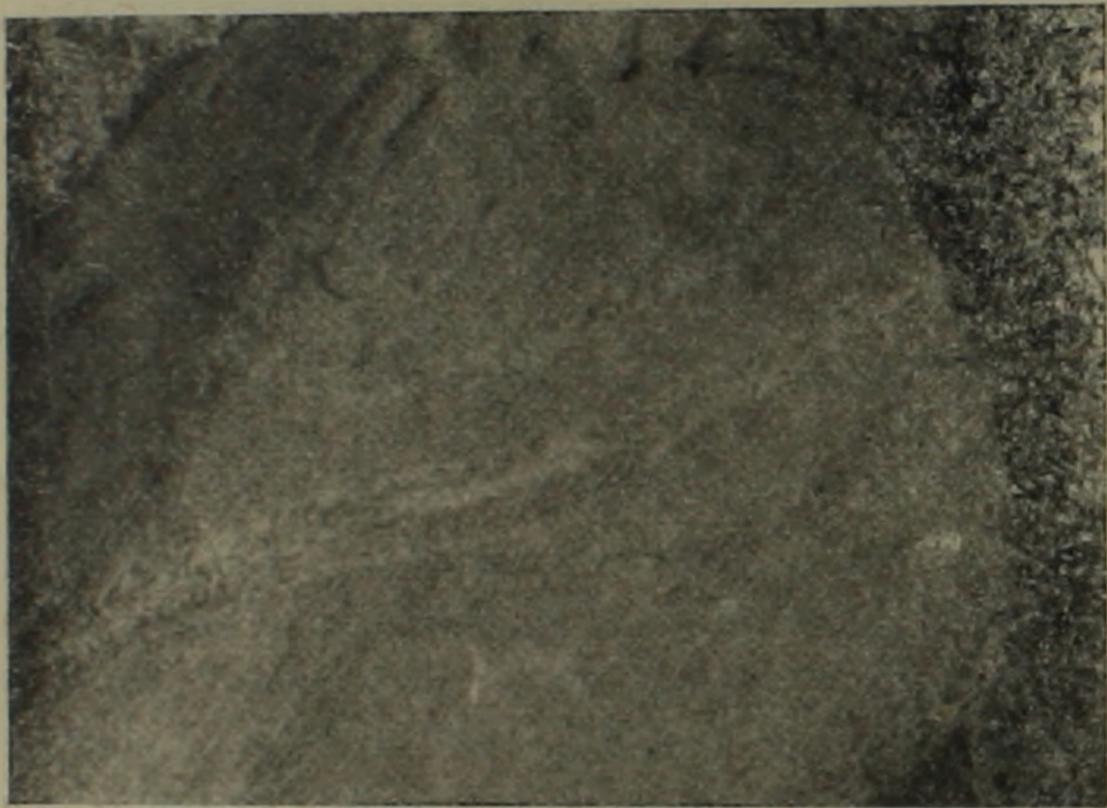
Наблюдаемые сложные взаимоотношения одних и тех же габброидов с гипербазитами никак нельзя объяснить их магматическим происхождением, но они находят свое объяснение, если габброиды рассматривать как апогипербазитовые метасоматические образования.

Детальные исследования контактовых взаимоотношений габброидов с гипербазитами показали отсутствие контактовой закалки или уменьшения зернистости в связи с контактом; наоборот, в преобладающем большинстве случаев на контакте с гипербазитами размеры зерен минералов, слагающих габброиды, увеличиваются или резко варьируют, что противоречит магматическому происхождению последних. Нередко от габброидов во вмещающие гипербазиты отходят тонкие жилки плагиоклазитов, приспособившихся к формам трещин. Часто в плагиоклазитовых жилках зерна расположены перпендикулярно к стенкам трещин. Последнее обстоятельство указывает на то, что они являются результатом циркуляции растворов, вступавших во взаимодействие с вмещающими гипербазитами, а не продуктами кристаллизации магматического расплава.

В габброидах, даже в самых лейкократовых представителях—плагиоклазитах, нередко наблюдаются реликты гипербазитов, подвергнутые по-

краям габброизации. Они отчетливо выделяются черной, темно-зеленой окраской на светлой поверхности габброидов.

Рассматриваемые габброиды отличаются большим разнообразием структурно-текстурных особенностей. Характерными являются неравнозернистые структуры. Наибольшим распространением пользуются породы с полосчатой текстурой, обусловленной чередованием лейкократовых, мезократовых и меланократовых разновидностей. Ширина полосок обычно от 5 до 20 см, но встречаются и более широкие (до 3 м) или узкие (миллиметровые). Полосчатость в основном имеет северо-западное и широтное простирание с падением на север и северо-восток под углом 40—70°. Нередко наблюдается весьма интересная картина взаимоотношений полосчатостей, когда основное направление полосчатости габброидов одного и того же состава сечется полосчатостью другого направления, при этом на контактах наблюдается увеличение зернистости (фиг. 2). Изредка габброиды обнаруживают плейчатое строение, отражающее, по-видимому, реликтовую текстуру тектонически переработанного гипербазита—серпентинита.



Фиг. 2. Характер пересечения полосчатостей габбро.

Прослеживая тела габброидов по простиранию и по падению, можно заметить, что они быстро меняют как состав, так и структуру. Так, нередко наблюдается как на небольшой площади (примерно 1,5—2 кв. м) неравнозернистые троктолиты, с большой вариацией содержания оливина и плагиоклаза, сменяются оливиновыми габбро, габбро-пегматитами, анортозитами и сравнительно реже—пироксенитами.

Изложенные геологические наблюдения, а именно: сложное взаимоотношение габброидов с вмещающими гипербазитами (одновременно и секущие и постепенные переходы), отсутствие эндо- и экзоконтактовых магматических изменений, резкая вариация количественных соотношений слагающих их минералов и структурно-текстурных особенностей, наличие плагиоклазитовых жил с поперечно расположенными зернами

плагноклазов, постепенно сменяющихся габброидами и т. д., свидетельствуют в пользу метасоматического происхождения рассматриваемых габброидов.

Главными породообразующими минералами габброидов являются оливин (серпентин) и плагноклазы, второстепенными—пироксен, цоизит, гранат и в небольшом количестве присутствуют хромшпинелиды, прениг и др. Оливин с плагноклазом образуют породы троктолит-анортозитового ряда, которые составляют основную часть рассматриваемых габброидов. Ассоциация плагноклаза с пироксеном и оливином приводит к образованию оливиновых габбро-, а с пироксеном—габбро-пегматитов. Нередко в ассоциации с пироксеном вместо плагноклаза входит цоизит, образуя цоизитовые габбро, реже он образует почти мономинеральные породы—цоизититы.

Метасоматическая природа габброидов отчетливо проявляется при их микроскопическом исследовании и в особенности при изучении переходных петрографических разностей (плагноклазовых перидотитов и меланократовых троктолитов). Петрографические исследования разрезов с постепенными переходами гипербазитов в габброиды показывают, что с приближением к габброидам в приконтактных гипербазитах (дуни-тах, перидотитах) появляются редкие зерна ксеноморфного плагноклаза, которые в виде неправильных скелетообразных форм выполняют интерстиции более крупных и идиоморфных кристаллов оливина; по

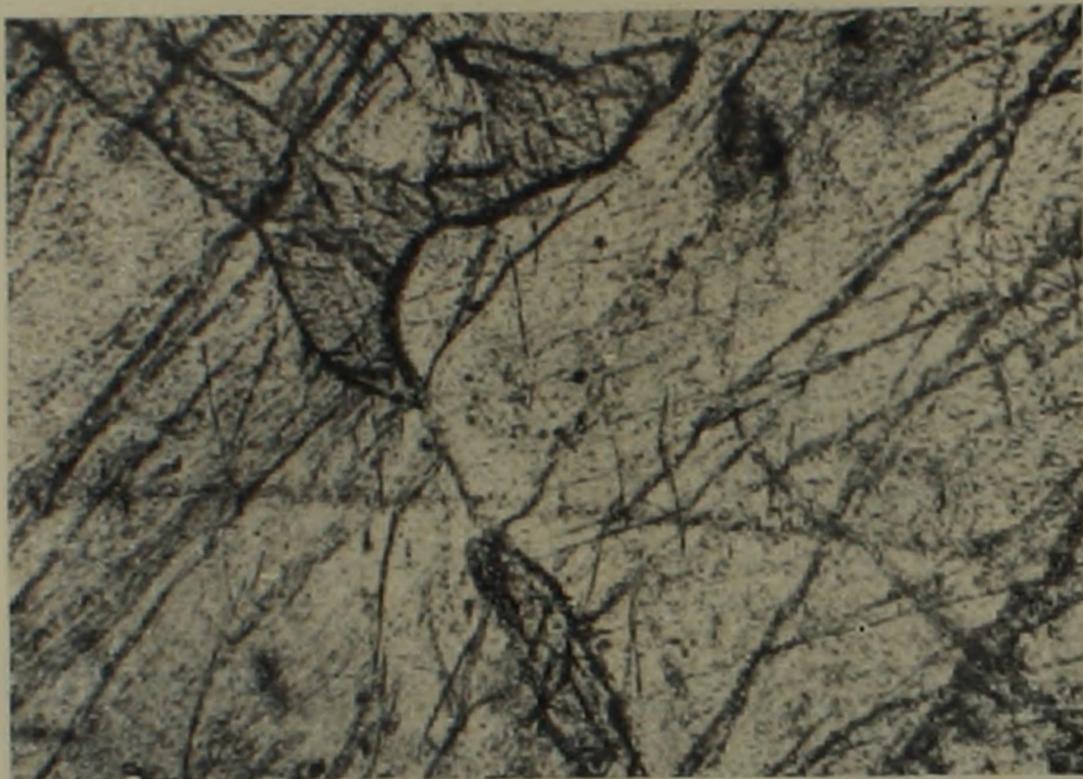


Фиг. 3. Разъедание оливиновых агрегатов плагноклазом.  
Шлиф. 1805, увел. 65, с анализатором.

краям наблюдается разъедание оливина и иногда проникновение в оливиновые кристаллы плагноклаза, который располагается в межзерновом пространстве оливиновых агрегатов в виде удлиненных форм, не свойственных плагноклазам пород магматического генезиса (фиг. 3). В габ-

броидах интрузивного облика, расположенных за пределами переходной зоны, количество плагиоклаза увеличивается, зерна их становятся сравнительно идиоморфными с полисинтетическим двойникованием; между зернами плагиоклаза сохранились реликты интенсивно серпентинизированных оливинов, причем часто плагиоклазы наследуют формы кристаллов оливина. Кроме описанных реликтовых оливинов присутствуют и совершенно свежие их зерна, развивающиеся в интерстициях плагиоклазовых зерен.

Пироксен в основном представлен моноклинной разновидностью. Он в виде ксеноморфных зерен развивается в интерстициях между плагиоклазами, иногда проникая в их внутреннюю часть (фиг. 4). Местами ко-



Фиг. 4. Развитие моноклинного пироксена в интерстициях зерен плагиоклаза. Шлиф 2528, увел. 65, без анализатора.

личество пироксена увеличивается и он выделяется крупными ксенообластами. В таких местах порода приобретает состав и структуру габбро-пегматитов, с которыми часто и ассоциируют пироксениты.

В цоизитовых габбро цоизит имеет такое же взаимоотношение с оливином, какое плагиоклаз с оливином. Чаще всего цоизит развивается по плагиоклазу.

В составе описываемых габброидов часто встречаются гранаты в виде неправильных агрегатов, развивающихся между зернами оливина (серпентина), плагиоклаза и пироксена, разъедая их. Аналогичные гранаты развиты и среди гипербазитов, непосредственно контактирующих с габброидами, что отчасти является фактом, указывающим на генетическую связь габброидов с гипербазитами.

Изложенные выше геологические и петрографические данные о взаимоотношениях габброидов с гипербазитами, а также характер соотношения слагающих габброиды минералов и их структурно-текстурные особенности позволяют габброиды считать метасоматическими, образовавшимися за счет преобразования гипербазитов (дунитов, перидотитов) в

твердом состоянии, т. е. они являются результатом габброизации гипер-базитов. Процесс габброизации гипербазитов, по-видимому, происходил под воздействием глубинных растворов, богатых глиноземом, кальцием и натрием. Источником этих высокотемпературных растворов, вероятно, являлись подкоровые горизонты, откуда они поднимались по зоне Севано-Акеринского долгоживущего глубинного разлома, существование которого признается почти всеми исследователями. Поскольку к глубинному разлому приурочены очаги различных типов магм, то, очевидно, с ним связаны и высокотемпературные сквозьмагматические растворы [7], играющие решающую роль при метасоматическом преобразовании гипербазитов и вызывающие образование габброидов довольно разнообразного петрографического состава. Габброизация гипербазитов — процесс очень сложный, длительный и, по-видимому, многофазный, поэтому многие стороны его еще неясны и требуют всестороннего изучения.

Из приведенного материала можно сделать следующие выводы: 1) ассоциирующие с гипербазитами Севано-Акеринского пояса габброиды являются апогипербазитовыми метасоматическими породами; 2) эти габброиды являются составной частью гипербазитового пояса и, следовательно, вместе с гипербазитами составляют единую формацию.

Гипербазитовый Севано-Акеринский пояс имеет много общего с гипербазитовой формацией Полярного Урала, детально описанной В. Ф. Морковкиной [9].

Высказанные нами представления можно с достаточным к тому основанием распространить на Мумухан-Красарский массив на Базумском хребте [1], а также на гипербазитовые массивы Азербайджана, где согласно М. А. Кашкаю [6] распространены аналогично построенные комплексы пород.

Институт геологических наук  
АН АрмССР

Поступила 22.XI.1967.

Գ. Ս. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

ՀԻՊԵՐԲԱԶԻՏԱՅԻՆ ԻՆՏՐՈՒԶԻԱՆԵՐԻ ՀԵՏ ԿԱՊՎԱԾ ԳԱԲՐՈՒԴՆԵՐԻ ԳԵՆԵԶԻՍԻ ՄԱՍԻՆ

(Սևանի լեռնադաշտի հյուսիս-արևմտյան մասի օրինակով)

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում քննարկվող գաբրոիդները տնդադրված են անմիջականորեն հի-բրիբադիտային զանգվածների մեջ և կազմում են նրանց զգալի բաղադրամասը: Գաբրոիդների և նրանց ներփակող հիպերբազիտների կոնտակտների մանրամասն ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ նրանց միջև գոյություն ունի բավականին բարդ փոխհարաբերություն: Մի դեպքում նկատվում է գաբրոիդների աստիճանական անցում հիպերբազիտներին, իսկ մի այլ դեպքում առաջինները կտրում են վերջիններին:

Կատարված երկրաբանական դիտումները, հատկապես գաբրոիդների ու ներփակող հիպերբազիտների բարդ փոխհարաբերությունը, էնդո- և էկզոկոնտակտային մագմատիկ փոխազդեցությունների բացակայությունը, գաբրոիդների կազմի մեջ մտնող միներալների քանակական և որակական կտրուկ փոփոխությունները, ստրուկտուրա-տեքստուրային առանձնահատկությունների խիստ տատանումները, ինչպես նաև պլազիոկլազիտային երակներում պլազիոկլազի հատիկների ընդլայնակի տեղադրված դիրքի փաստը և այլն՝ վկայում են այն մասին, որ քննարկվող գաբրոիդները հանդիսանում են մետասոմատիկ առաջացումների: Պաբրոիդների մետասոմատիկ բնույթը որոշակիորեն ի հայտ է գալիս միկրոսկոպիկ հետազոտությունների ժամանակ: Միկրոսկոպիկ դիտումներով հաստատվում է միներալների մետասոմատիկ տեղակալման այնպիսի բաղմաթիվ փաստեր, ինչպիսիք են օլիվինի տեղակալումը պլազիոկլազով, պիրոքսենով, գրանատով, պլազիոկլազների՝ պիրոքսենով, ցոիզիտով և այլն:

Հոգվածում շարադրված երկրաբանական և պետրոգրաֆիական տվյալները թույլ են տալիս Սևանի լեռնաշղթայի հյուսիս-արևմտյան մասի գաբրոիդները համարելու ապոհիպերբազիտային մետասոմատիկ առաջացումների:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации. Геология Армянской ССР, т. III, изд. АН Арм. ССР, 1966.
2. Арутюнян Г. С. Возрастное расчленение интрузивов северо-западной части Севанского хребта. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, № 1—2, 1967.
3. Бетехтин А. Г. Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Хромиты СССР, т. I, Изд. АН СССР, 1937.
4. Гасанов Р. К. К вопросу магматизма на Шахдагском хребте (Малый Кавказ). Изв. АН Аз. ССР, сер. геол.-географ., № 5, 1964.
5. Гинсберг А. С. Геолого-петрографическое описание северо-восточного побережья оз. Севан. Сб. «Бассейн оз. Севан (Гокча)», т. I, Изд. АН СССР, 1929.
6. Кашкай М. А. Офиолитовая формация Малого Кавказа. Геология Азербайджана. Петрография. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
7. Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. Тр. I Всес. петрограф. совещ. Изд. АН СССР, 1955.
8. Магакьян И. Г. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 4, 1966.
9. Марковкина В. Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала. Тр. ИГЕМ, вып. 77, 1962.
10. Паланджян С. А. К геологии ультраосновных и основных пород северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН Арм. ССР, т. XVIII, № 1, 1965.
11. Паффенгольц К. Н. Бассейн оз. Гокча (Севан). Тр. ВГРО, вып. 219, 1934.

В. А. АГАМЛЯН

## О ВЫДЕЛЕНИИ СВИТЫ АПОЛИПАРИТОВЫХ ПОРФИРОИДОВ В АРЗАКАНСКОМ КРИСТАЛЛИЧЕСКОМ МАССИВЕ (АРМЯНСКАЯ ССР)

Древние рассланцованные вулканогенные породы в составе Арзаканского кристаллического массива были отмечены в работах К. Н. Паффенгольца (1937), В. Н. Котляра (1939), Г. П. Багдасаряна (1939—1966), Р. А. Аракеляна (1958—1959) и других исследователей. При этом выделялись только основные метаэффузивы диабаз-порфиритового состава.

Проведенные в последнее время автором настоящей статьи детальные геолого-съемочные и специальные петрографические исследования сланцев и интрузивов Арзаканского кристаллического массива выявили широкое развитие аполипаритовых порфиroidов, слагающих самостоятельную свиту.

Указанная свита, мощностью в 250—300 м, обнажается на правом борту ущелья р. Даллар и слагает верхнюю треть рассланцованной вулканогенной толщи Арзаканского кристаллического массива. По простиранию она непрерывно прослеживается на 6 км от южного склона г. Узун-Гюни в меридиональном направлении на север через верховья оврагов Сиранлу, Ггук, Баят, Кярхан и Муртуз до нижнего течения р. Агверан. В 1 км выше места впадения р. Агверан в р. Даллар порфиroidы по простиранию переходят на северо-восточный борт реки и дают скальные выходы вдоль шоссейной дороги. Севернее указанного места свита порфиroidов по простиранию срезается южным контактом Агверанского интрузива кварцевых диоритов.

Залегание свиты моноклиналиное, с меридианальным простиранием по азимуту 20—0—340° и падением на запад под углами 30—70°, осложненное мелкими узкими линейными складками дробных порядков, вплоть до крупной плейчатости:

Сланцеватость развита отчетливо и совпадает с первичной слоистостью пород. Широко развит кливаж отдельности в виде мелких, часто открытых трещин, к которым приспособляется мелкая речная сеть местности.

Указанная свита согласно подстилается альбит-эпидот-хлорит-актинолитовыми сланцами (основные метавулканиты-порфиroidы) и связана с ними быстрыми переходами через породы промежуточного кварц-альбит-хлоритового и кварц-альбит-эпидот-хлоритового составов (аподациты, апоандезито-дациты). Этот переход происходит на расстоянии 10—50 м вкост простирания пород.

Перекрывается описываемая свита порфиroidов несогласно мощной карбонатной свитой, в основании которой, в верховьях оврага Кярхан,

автором обнаружен конгломерат с обломками порфиридов в псаммитовом цементе. Кроме того, обнаружены многочисленные обломки порфиридов в метапсаммитовых прослоях перекрывающей карбонатной свиты.

Свита порфиридов легко выделяется и прослеживается по светло-серо-желтому, серому, бурому и серо-зеленому цвету и существенно кварц-полевошпатово-серицитовому составу слагающих пород, в отличие от зеленых и темно-желто-зеленых эпидот-актинолитовых сланцев ниже лежащих основных метавулканитов.

Свита кислых метавулканитов сложена внешне довольно однообразными породами, согласно стратифицированными и в одинаковой степени рассланцованными. В составе свиты выделяются эффузивная и экструживная фации. В эффузивной фации по структурно-текстурным особенностям выделяются: 1) мелкозернистые, 2) среднезернистые и 3) магнетит-содержащие разновидности.

Минеральный состав указанных разновидностей одинаковый, с некоторыми вариациями количественных содержаний (табл. 1).

В составе кислых метавулканитов установлены в убывающем порядке следующие минералы: альбит, кварц, мусковит (серицит), хлориты, биотит, магнетит, рутил, ильменит, апатит, гематит, циркон. Из них альбит и реже кварц образуют бластопорфировые вкрапленники, а остальные слагают основную ткань.

Ниже описываются типы пород.

1. **Мелкозернистые аполипариты (эффузивной фации)** характеризуются желтоватым, бурым, кирпичевато-серым цветом, сланцеватой текстурой с видимыми мелкими порфировыми выделениями полевых шпатов в мелкозернистой полевошпатово-кварц-серицитовой массе. Сланцеватость несовершенная, без заметной плейчатости с шелковистым блеском на сланцеватом сколе. Характерно наличие щелевидных каверн и пустот, заполненных желто-бурыми окислами железа и общая заохренность породы, отчего в ее окраске преобладают желтые оттенки. Широко развита поперечная и диагональная отдельности, по которой аполипариты разбиваются на небольшие ромбовидные обломки. Под микроскопом аполипариты, и в особенности мелкозернистые разновидности, обнаруживают отчетливую бластопорфировую структуру, которая оттеняется сегрегационными полосами серицита-мусковита, огибающими порфировые вкрапленники. Последние почти исключительно представлены альбитом, таблитчатые зерна которого, размером в 1—3 мм, сильно раздроблены, гранулированы и сплющены в линзы (фиг. 1). Основная ткань мелкозернистая (0,005—0,05 мм), лепидогранобластовой структуры и состоит главным образом из кварца, альбита и серицита (мусковита).

В минеральном составе установлены: главные — плагиоклаз, кварц, серицит (мусковит), второстепенные — хлорит, биотит, магнетит, акцессорные — апатит, рутил, циркон.

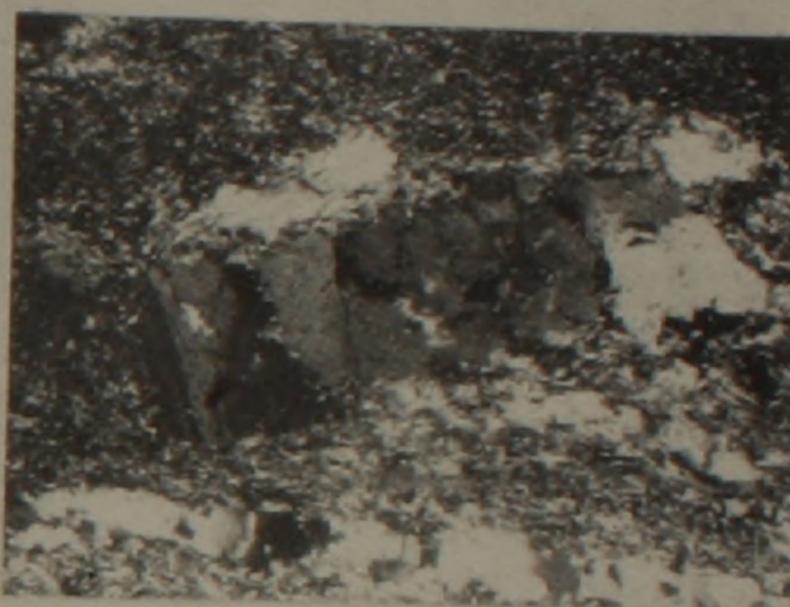
Слабо преобразованные наиболее близкие к исходной породе разновидности сланцев имеют цельные таблитчатые порфировые вкрапленники мутного (пелитизированного), полисинтетически сдвойникового оли-



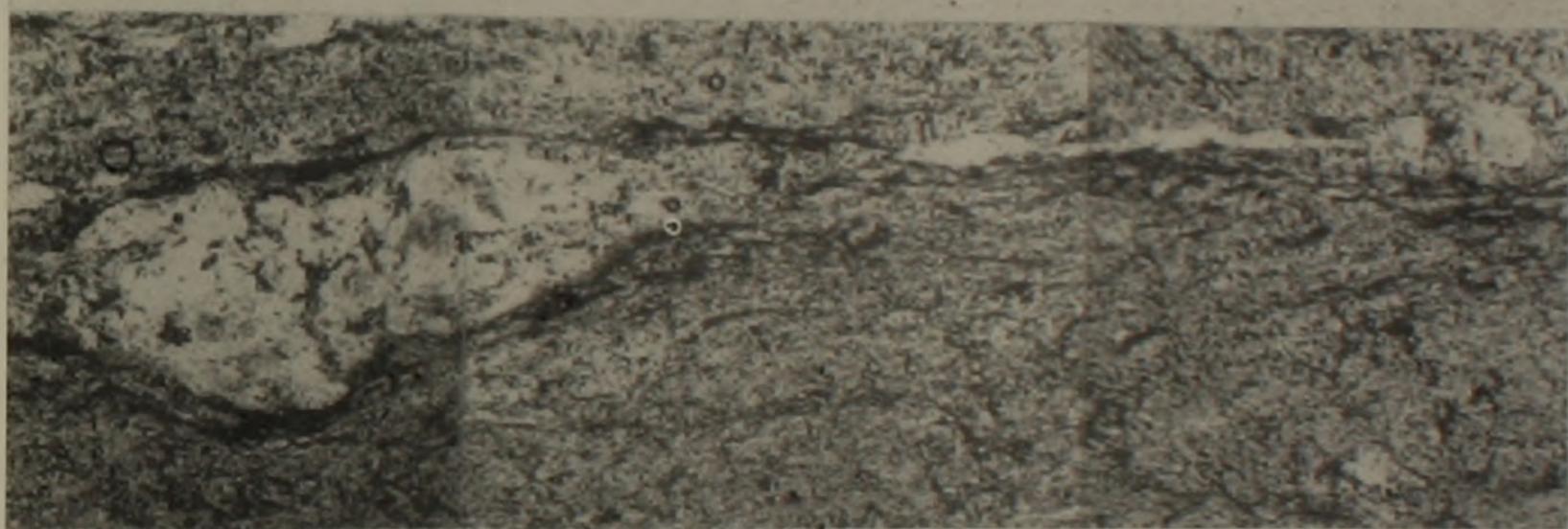
Фиг. 2



Фиг. 1



Фиг. 3



Фиг. 4

Фиг. 1. Микрофото мелкозернистого аполипарита. Прозрачный шлиф. Бластопорфировые включения альбита (белое) сплющены в линзы, облекаемые мелкозернистой серицит-кварц-альбитовой основной тканью (серое). Обь. 3,5х, б/а, шл. 418/423в.

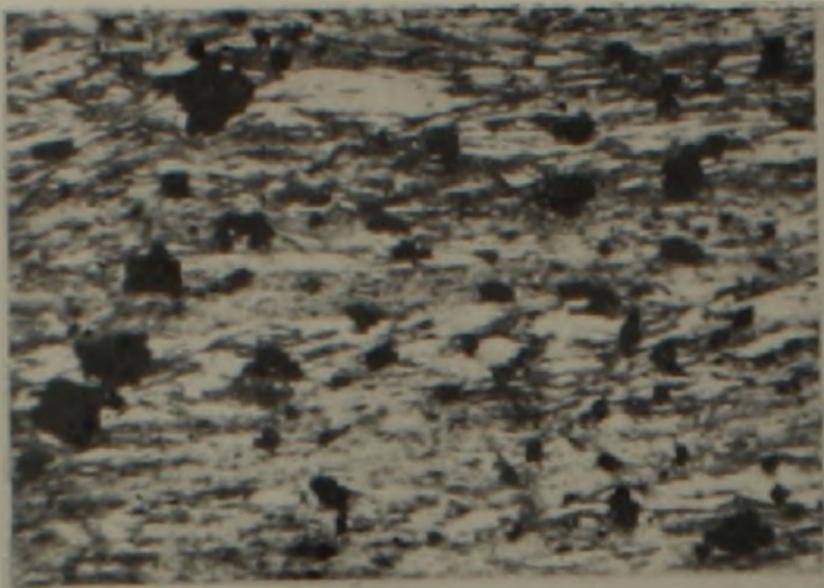
Фиг. 2. Слабо преобразованный липарит. Сланцеватость едва обозначается. В средней части снимка пелитовые полосы (черное) основной ткани, за счет которых развивается серицит. Вверху крупный порфировый включение олигоклаз-альбита (погасший). Слева кварцевый прожилок. Основная ткань альбит-кварцевая. Обь. 3,5х, ник. +, шл. 149г.

Фиг. 3. Бластопорфировый включение альбита блочного строения. Огибается сланцеватой кварц-мусковит-альбитовой основной тканью. Внизу кварцевый прожилок. Обь. 9х, ник. +, шл. 931/957.

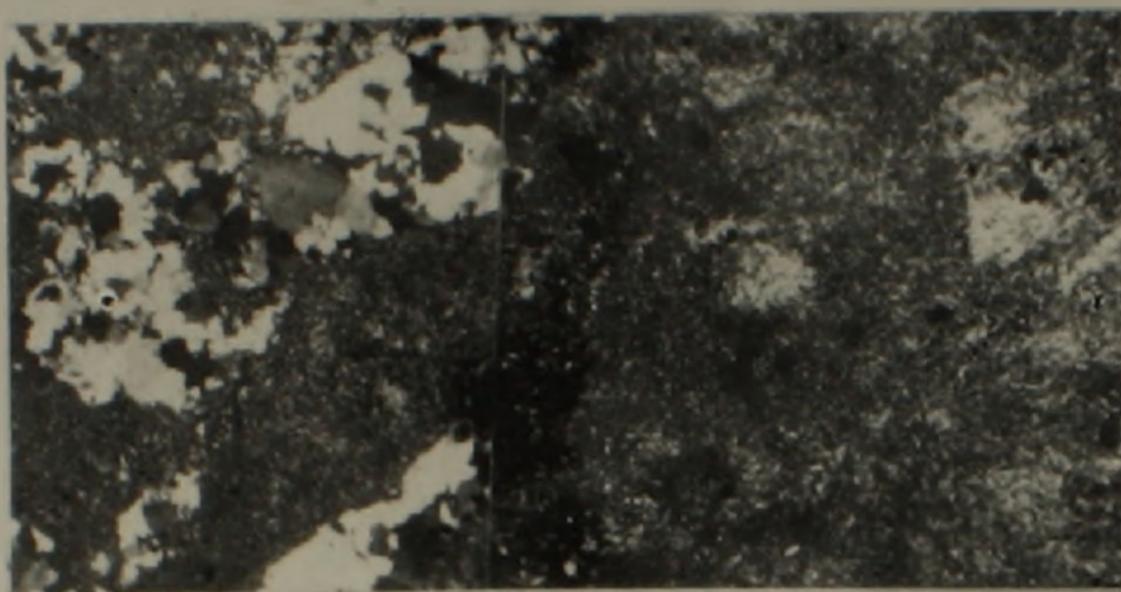
Фиг. 4. Глубоко деформированный бластопорфировый включение альбита, вытянутый в узкую линзу в огибающей сланцевой мусковит-кварц-альбитовой основной ткани. Обь. 3,5х, б/а, шл. 931/956.



Фиг 6



Фиг 5



Фиг 7



Фиг 8

Фиг. 5. Магнетитовый сланец (среднезернистый аполипарит). Магнетит (черное) метасоматически замещает мусковит (белое в листочках) и кварц-полевошпатовую массу (серое). Структура гранолепидобластовая. Обь. 3,5х, б/а, шл. 1184/1233.

Фиг. 6. Экструзивный огнейсованный аполипарит. Микрофотопанорама вкост сланцеватости в шлифе. Заметны таблитчатые бластопорфировые вкрапленники альбита и гранобластовые кварцевые сегрегации в мелкозернистой фельзитовой кварц-альбитовой основной ткани. Обь. 3,5х, ник. +, шл. 931/957.

Фиг. 7. Крупнозернистые кварцевые сегрегации (слева) с резкими границами раздела в апрофельзитовой основной ткани экструзивного аполипарита. Заметны также светлые пятна альбитовых стяжений (справа). Обь. 3,5х, ник. +, шл. 933/964.

Фиг. 8. Альбитовые сегрегации с постепенными переходами в мелкозернистую кварц-альбитовую основную ткань. Экструзивный аполипарит. Обь. 3,5х, ник. +, шл. 933/965.

гоклаз-альбита № 05—10 с пелитовыми включениями округлых очертаний. В мелкозернистой, слабо ориентированной гранобластовой основной ткани породы имеются мутные пелитовые полосы, в которых только начинается бластез серицита (фиг. 2).

Таблица 1

Количественно-минеральный состав порфиридов

№ шлифов	Кв	Пла	Му	Хл	Руд	Би	Порфир. вкр.	Породы
1161/1204	25	60	10	2	3	+	10	Мелкозернистый аполип- арит эффузивный
1140/1189	19	68	10	—	1	2	15	·
939/996	25	40	30	—	5	—	15	·
939/994	20	55	19	1	4	1	—	·
932/961	20	65	5	1	9	—	—	·
931/956	9	65	5	—	20	1	5	Магнетитовый средне- зернистый порфириод
1163/1205	25	55	15	+	+	5	7	Экструзивный аполипа- рит
1123/1176	50	15	20	5	5	5	8	Экструзивный аполипа- рит
1213/1262	30	20	30	10	10	—	—	Среднезернистый эффу- зивный порфириод

Усиление дислоцированности породы сопровождается «очищением» порфировых вкрапленников плагиоклаза от пелитовой мути; последняя «отжимается» за пределы вкрапленника, перекристаллизовывается в серицит, огибающий порфировый вкрапленник. Дальнейшее усиление дислокаций приводит к искривлению и дроблению порфировых вкрапленников плагиоклаза (фиг. 3).

Более глубокие преобразования плагиоклаза выражены в полной его деанортизации с переходом в чистый шахматный альбит, который гранулируется и вытягивается в узкие линзы, огибаемые основной тканью (фиг. 4).

Основная ткань породы в этой последовательности эволюции перетерпевает перекристаллизацию и метаморфическую дифференциацию: мутные пелитовые полосы вначале переходят в мелкочешуйчатые серицитовые, которые в дальнейшем суживаются и перекристаллизовываются, с увеличением размеров отдельных чешуек, в мусковитовые полосы, огибающие бластопорфировые гломеробласты; кварц и альбит основной ткани при этом приобретают параллельно-вытянутую форму и обнаруживают параллельную ориентировку оптических осей.

2. Среднезернистые кварц-полевошпатово-мусковитовые сланцы являются более крупнозернистой и сильнее метаморфизованной разновидностью эффузивных аполипаритов и согласно переслаиваются с мелкозернистыми аполипаритовыми сланцами. В них сланцеватость развита лучше и наблюдается заметная плейчатость. Породы имеют более свет-

больше оттенки серого и кремового цветов. Под микроскопом отличаются более крупным размером зерен (0,1 мм), отсутствием вкрапленников и большим содержанием мусковита (до 30%). Серицит отсутствует, а чешуйки мусковита в сегрегационных полосах достигают 1 мм в длину. Структура grano-лепидобластевая, в отличие от гранобластовой структуры мелкозернистых аполипаритов. Петрографические наблюдения показывают, что эти породы подверглись более интенсивному стрессу и бластезу, очевидно из-за своего некомпетентного сложения. Можно предположить, что они представляли первоначально рыхлые пепловые скопления, которые сравнительно легко поддавались перекристаллизации и деформации, нежели переслаивающиеся их более плотные лавы.

3. **Магнетитовые кварц-полевошпатово-мусковитовые сланцы** являются обогащенной магнетитом (до 30%) разновидностью аполипаритов. Они выявлены в средней части оврагов Кярхан и Муртуз, где имеют широкое развитие и занимают значительную площадь.

Внешне эти сланцы темносерые до черного цвета из-за обилия мелкой вкрапленности магнетита. Встречается более крупная вкрапленность, с размером зерен до 10—15 мм.

Значительная площадь распространения магнетитового оруденения на указанном участке представляет определенный практический интерес, в связи с чем эти породы заслуживают отдельного рассмотрения.

Ниже приводится микрофотография прозрачного шлифа магнетитового сланца (фиг. 5), на которой видно, что магнетит (черный) не является сингенетическим компонентом исходной породы, а отчетливо «накладывается» на общий структурный рисунок сланца, как более позднее образование, замещая мусковит (белый в листочках) и кварц-полевошпатовую основную ткань (серая, мелкозернистая). В магнетите спектральными анализами выявлен ванадий (0,1%), титан (~1%) и галлий (0,01%).

**Экструзивные огнейсованные липариты** образуют секущие, но согласно рассланцованные тела размером в 10—30 м в поперечнике; имеют слабо огнейсованную, почти массивную текстуру и окраску от темно-серого до белого цвета. Для них очень характерны многочисленные кварц-альбитовые прожилки и линзы от 1 до 50 мм в поперечнике, образующие ответвляющуюся сеть и сегрегации. Порода на сланцевом изломе имеет шелковистый блеск от мелкочешуйчатого серицита. Структура под микроскопом порфировая, с изометричными хорошо ограниченными вкрапленниками альбита, размером в 0,5 мм. Сегрегации гранобластового кварца или призматически-зернистого альбита образуют полосы или гнезда более крупнозернистого сложения в мелкозернистой (фельзитовой) основной массе (фиг. 6). Чисто кварцевые сегрегации (фиг. 7) и прожилки имеют обычно резкую границу раздела с основной массой, тогда как чисто альбитовые постепенно сливаются с ней (фиг. 8).

Химический анализ типичного образца эффузивного аполипарита (проба 27, обр. 1161/1204, аналитик В. А. Бабаян, ИГН АН Арм. ССР) и петрохимические пересчеты приводятся ниже в табл. 2.

Таблица 2

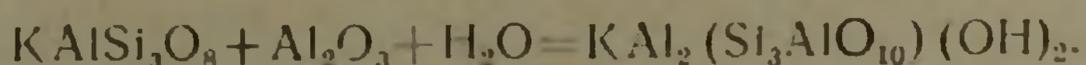
Окислы	Весовые %	Нормативный состав		Виртуальный состав		Числовые характеристики по Заварицкому		Числа Ниггли	
SiO <sub>2</sub>	69,14	q	22,24	Кв	23,14	a	15,9	sl	334
TiO <sub>2</sub>	0,56	or	10,50		2,14	c	0,9	al	45,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,83	ab	56,50	Пл	56,50	b	6,3	fm	16,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,43	an	3,15		3,15	s	769,0	c	4,0
FeO	0,44	c	2,74	Му	9,60	a'	43,0	alk	34,8
MnO	0,03	en	1,20	Би	2,40	f'	49,0	k	0,16
MgO	0,32	fs	0,60	Гем	2,30	m'	8,0	mg	0,14
CaO	0,79	lm	2,30	Ап	0,27	n	84,0	c/fm	0,25
Na <sub>2</sub> O	6,25	ap	0,27	Рут	0,50	φ	43,0		
K <sub>2</sub> O	1,80	rut	0,50			t	0,6		
п.п.п.	1,08					Q	+21,1		
H <sub>2</sub> O	0,34					a/c	17,7		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07								
Сумма	100,18		100,00		100,00				

Химический анализ породы пересчитан тремя различными способами: а) по методу «чисел» Ниггли для определения генезиса исходной породы, б) по нормативно-молекулярному методу Ниггли для выявления нормативного и виртуального минерального составов и в) по Заварицкому для сравнения со средними типами пород.

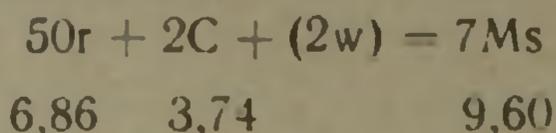
При проектировании в тетраэдр проекций методом «чисел» Ниггли выявляется исходное изверженное происхождение анализируемой породы—фигуративная точка попадает в поле изверженных пород во втором сечении тетраэдра.

Нормативный минеральный состав породы соответствует среднему натровому липариту или кварцевому кератофиру по Нокколдсу. Наличие нормативного корунда (с), (а также характеристики «а» по Заварицкому) указывает на пересыщенность породы глиноземом. Этот избыток глинозема (2,74%) входил очевидно в состав стекловатого базиса липарита, в анортитовую молекулу первичного плагиоклаза и, частично, может быть, в темноцветные.

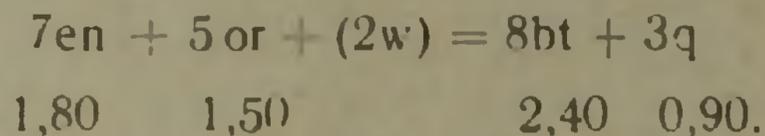
Пересчет на виртуальный минеральный состав имеет целью максимально приблизить нормативный состав к модальному, наблюдаемому в шлифах. Сравнение виртуального и модального количественно-минеральных составов в данном случае позволяет делать некоторые выводы о характере метаморфизма породы и составе породообразующих минералов. Так, отсутствие ортоклаза и корунда в шлифах и присутствие значительного количества мусковита позволяет предположить, что при метаморфизме бластез мусковита происходил в основном за счет ортоклаза и стекловатого базиса первичной породы по реакции:



Для определения количества мусковита, исходя из количества нормативного корунда, удобно пользоваться методом Ниггли.



Полученное (виртуальное) количество мусковита близко соответствует модальному (10%). Нормативный пироксен, очевидно, следует связывать в биотит по приводимой реакции, исходя из суммарного количества  $en + fs = 1.80$ . При этом отношение  $Fe/Mg$  в биотите будет равно  $fs/en = 0.33$ .



Значительная часть нормативного ортоклаза расходуется на образование слюд, а оставшееся количество (2,14%), по-видимому, входит в состав плагиоклаза в виде изоморфной примеси и поэтому микроскопически не обнаруживается. Виртуальное содержание и состав плагиоклаза соответствует 61,78% альбита № 05, что хорошо сходится с модальным (60% альбита № 08). Совпадение виртуального и модального количеств и составов мусковита, биогита (хлорита) и плагиоклаза свидетельствует об отсутствии привноса или выноса  $K$ ,  $Ca$ ,  $Mg$ ,  $Fe$  и о первично кислом составе плагиоклаза.

Сравнение проекций анализа пробы по Заварицкому со средними типами пород Дэли показывает близкое соответствие со средним липаритом ( $\Delta a = +3$ ,  $\Delta c = 0,4$ ,  $\Delta b = -1$ ,  $\Delta S = -3,4$ ). Отличия вызваны несколько большим содержанием полевых шпатов и более кислым составом плагиоклаза. Резко натриевая природа породы оттеняется значительным преобладанием характеристики  $n$  ( $\Delta n = +25,8$ ) и крутым левым вектором у исследуемой породы.

Вышеизложенное позволяет заключить, что в верхней серии сланцевого комплекса Арзаканского кристаллического массива выделяется свита аполипаритовых порфиридов исходного плагиолипаритового состава. Эти породы перетерпели изохимический региональный метаморфизм кварц-альбит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аракелян Р. А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 5—6, 1957.
2. Аракелян Р. А. История нижнепалеозойского магматизма Армении. Зап. Арм. Отд. ВМО, вып. I, 1959.
3. Котляр В. Н. Памбак. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
4. Паффенгольц К. Н. Докембрий Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1967.
5. Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. Изд. ИЛ, М., 1962.
6. Харкер А. Метаморфизм. Изд. ОНТИ, 1937.

Ов. П. ГУЮМДЖЯН

О СООТНОШЕНИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ОСАДОЧНЫХ  
ОБРАЗОВАНИЙ В «ПСЕВДО-ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ»  
ФОРМАЦИЯХ БАРГУШАТСКОГО ХРЕБТА

(АРМЯНСКАЯ ССР)

В статье рассматриваются вопросы интрузивного взаимоотношения вулканитов («глубинных вулканических интрузий») с включенными в их массу блоками карбонатных пород.

Исходя из полученных новых данных по стратиграфии карбонатных отложений перми и мела (Гуюмджян, 1963), а также результатов, полученных при изучении геологической позиции и петрографии интрузивных и вулканогенных образований (палеогена), а также исходя из данных предыдущих исследователей (Мкртчян, 1958; Габриелян, 1964; Аракелян, 1964), донеогеновый геологический разрез территории западной части Баргушатского хребта представляется нами в следующем виде:

**О р д о в и к (?)**. Метаморфизованная вулканогенно-осадочная (туфогенная) толща. Залегают под пермскими известняками. Массивные темносерые базальты, тонко- и среднеслоистые, плотные микротуфобрекчии, туфоалевролиты и полосчатые роговики, кварциты, образованные за счет них. Мощность 800 м.

**Д е в о н**. Глинистые сланцы, известняки. Надвинуты на доломиты триаса и известняки перми. Видимая мощность 150 м.

**П е р м ь**. Массивные и среднеслоистые, темно- и светлосерые, битуминозные известняки и доломитизированные известняки, черные рассланцованные известняки и битуминозные сланцы. Мощность 750 м. Дислоцированы, собраны в складки северо-западного простирания.

**Т р и а с (?)**. Темносерые, массивные, плотные доломиты, мощностью 250 м. Залегают с небольшим угловым несогласием на отложениях верхней перми.

**В е р х н и й м е л**. Средне-, тонкослоистые, пелитоморфные, микрофораминиферовые, мелкозернистые известняки, глинистые известняки. Мощность примерно 2000 м. Образуют полого залегающую складку северо-восточного, субширотного простирания.

**Н и ж н и й э о ц е н**. Зангезурская вулканогенная толща. Базальты, андезито-базальты, андезиты, местами с подчиненными прослоями и пачками туфоосадочных (частично ороговикованных, местами полностью) пород и лавобрекчий. Мощность около 2000 м.

**С р е д н и й э о ц е н**: а) Гехакарская вулканогенно-осадочная (туфообломочная) толща. Базальты, андезито-базальты, андезиты, местами брекчиевидные, с прослоями и пачками туфобрекчий, туфопесчанников, туффитов, туфомергелей. Мощность около 1800 м. Распространена к западу от г. Гехакар и прослеживается до западного склона Зангезурского хребта.

б) Арамаздская «псевдо-вулканогенно-осадочная» (известняковая)

толща. Мощность примерно 1800 м. Состав и строение сложные; представлена разновозрастными нормально-осадочными отложениями палеозоя, мезозоя и вулканогенными образованиями палеогена (терригенные и карбонатные отложения верхнего девона, перми, триаса (?), вулканогенные-гипабиссальные и частично эффузивные фации среднего эоцена).

Арамаздская толща, в пределах которой наиболее интенсивно развит глубинный вулканизм, находится в зоне, расположенной между Анкаван-Зангезурским глубинным и Кирским разломами. Последний фиксируется полосой (3—5 км шириной) мощных (5—20 м) верхнеэоценовых даек диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров и линейных гранитоидных интрузивов (Ковшутский, Дастакерт-Аравусский массивы). Общая протяженность этой полосы 40—45 км; прослеживается она от района с. Ковшут к северо-западу до юго-восточных склонов г. Салвард. Кирский разлом в районе г. Еркатасар оперяется системой трещин, в которых размещено больше ста мощных даек липаритовых порфиров верхний миоцен—нижнеплиоценового возраста. Эта полоса шириною в 2—3 км протягивается на расстоянии более 20 км от восточного склона г. Еркатасар до района с. Бнунис на северо-западе. К западу от Кирского разлома распространены эффузивно-осадочные отложения среднего эоцена гехакарской толщи.

Арамаздская толща распространена к востоку от линии г. Еркатасар—г. Пирамзасар, до зоны Анкаван-Зангезурского разлома, и вероятно, перекрывает его в пределах Баргушатского хребта, прослеживаясь на небольшом расстоянии к востоку от этой зоны.

Вулканические породы нижнего и среднего эоцена по минеральному и химическому составу почти не отличаются. Оба комплекса представлены породами базальт-андезитовой серии с резким преобладанием андезитов-базальтов и андезитов и с полным отсутствием пород кислее андезитов. По характеру вкрапленников среди них выделяются плагиоклазовые, пироксеновые и роговообманковые разновидности. Характерные структуры основной массы—полнокристаллические, микропризматические, зернистые, бостонитовидные, долеритовые, микролитовые, порфировидные. Все перечисленные структуры, кроме микролитовой, свойственны вулканическим породам арамаздской толщи. Вулканические породы среднего эоцена характеризуются более крупнозернистым сложением и большими размерами вкрапленников (для плагиоклазов 0,3—0,5 см, 0,7—1,0 см и нередко 1,2—1,8 см в длину, для пироксенов и роговых обманок 0,2—0,5 см и 0,6—0,9 см), чем аналогичные образования нижнего эоцена.

Фациальное расчленение вулканогенных толщ и выявление их взаимоотношений с осадочными образованиями имеет большое значение для правильного понимания не только геологического строения и стратиграфии области, но и соотношения вулканической и интрузивной деятельности.

Известно, что продукты вулканической деятельности проявляются в двух резко отличных средах—извержения на поверхность земли или

на дно морских бассейнов и интрузии различных форм и размеров под маломощным покровом (Wolf, 1914; Усов, 1935; Cloos, 1936, Кеннеди, 1938; Дэли 1936, Левинсон-Лессинг, 1949; Кузнецов, 1955; Штилле, 1964).

Еще в начале 30-х годов В. Н. Лодочников и М. А. Усов обратили внимание на то, что породы с лавовым обликом формируются и на определенных глубинах.

В Баргушате, в частности в бассейне р. Гехи, проявляется своеобразная форма залегания вулканических пород. На вид кажущиеся собственно эффузивными покровы большой мощности имеют рвущие, интрузивные взаимоотношения со смежными осадочными образованиями. Наличие линз и пачек известняков в вулканогенной толще создает впечатление их переслаивания с продуктами вулканизма. В действительности же осадочные породы представлены не линзами или прослоями, согласно залегающими между разновозрастными потоками, а являются огромными глыбами, заключенными в виде ксенолитов в массе относительно молодых пород. Возраст вулканических пород определяется не их залеганием на различных горизонтах осадочных образований, а зависит только от последовательности интрузии или извержений различных порций расплава.

По существу, вулканические продукты по вертикали близко одновозрастны в интервале активности определенной стадии вулканической деятельности.

В различных частях вулканогенных толщ нижнего и среднего эоцена, насколько можно проследить в вертикальном или горизонтальном направлении (в интервале абсолютных отметок 1600—2300 м ущелья р. Дармазур—г. Хачкар, 2000—3000 м) разрез между рр. Арамазд и Сев-джур, 1300—2600 м (устье р. Гехи—водораздельная часть Пирамзасарского хребта), устанавливаются рвущие контакты между вулканическими и осадочными породами. Первые обладают относительным постоянством основных признаков химического и петрографического состава, структур и внешнего облика. По геологическому строению, форме, размерам, вещественному составу и структурам, а также наличию в них включений «линз» осадочных пород, эти вулканогенные образования отличаются как от субвулканических тел и эффузивных покровов, так и от плутонических интрузивных массивов. Наблюдается непрерывный переход от участков вулканогенных пород, содержащих крупные глыбы древних вмещающих толщ, в порфиритовые залежи, свободные от них. Можно установить также, что глубоко залегающие тела вулканических пород, имеющие крупнозернистые и поликристаллические структуры, резко отличаются по эффузивному облику и вулканическим структурам от пород аналогичного минерального и химического состава плутонических серий района.

Известняки верхнего мела в районе бассейна рр. Арамазд (Аксакал), Севджур, Кахурд, а также на водораздельной части Баргушатского и Пирамзасарского хребтов, секутся многочисленными апофизами вулканических пород, имеющими формы даек, жил, штоков, гнезд и т. д.,

причем можно ясно проследить переход от подобных смешанных участков к залежам вулканических пород, свободных от останцев осадочных слоев.

Арамаздские верхнемеловые известняки в северо-восточной части раздроблены на глыбы различных размеров (10×10, 15×20, 50×100, 200×1000 м и т. д.) и сцементированы андезито-базальтами палеогена. Устанавливается небольшое перемещение этих глыб, что выражается поворотом на различные углы плоскостей напластования и незакономерной ориентировкой этих плоскостей в пределах небольшой площади. Простирание плоскостей напластования известняков верхнего мела в остальных частях довольно постоянно (65—80° к СВ). Эти значения сохраняются почти во всех участках карбонатной толщи. В северо-восточной части, где особенно хорошо выражено раздробление единой толщи, простирания плоскостей напластования в этих глыбах резко меняются до 290—330°, угол падения от 35° до 60°. Здесь глыбы известняков разделены «коридорами», заполненными андезито-базальтами, шириной от 1 до 200 м и более.

Вулканическими породами палеогена сечется мощная толща (200 м) туфоконгломератов, залегающая с угловым несогласием и очень полого (10—20°) над различными горизонтами известняков. На юго-восточных склонах г. Еркатасар толща известняков в широтном направлении разделена на две крупные части, что приблизительно совпадает с простиранием плоскости напластования. В самой высокой части Баргушатского хребта расположены залежи андезито-базальтов палеогена. Известняки и туфоконгломераты пересекаются многочисленными дайкообразными и штокообразными телами, которые непрерывно переходят в «открытые» залежи вулканических образований.

В среднем течении р. Кахурд, в районе ее устья и в ущелье р. Дармазур прослежено несколько дайкообразных тел мощностью в 100—150 м, секущих известняки перми, верхнего мела, полосчатые роговики ордовика и переходящие в более широкие залежи вверх по разрезу\*. Одна из таких даек прослеживается по контакту известняков перми и роговиков ордовика между ущельями рр. Кахурд и Дармазур; дальше к юго-востоку вверх по разрезу (около 400 м по вертикали) она расширяясь достигает вершины г. Хачкар, где «цементирует» огромные глыбы полосчатых роговиков ордовика и известняков перми. Здесь также наблюдаются перевернутые глыбы на фоне общего простирания известняков перми (290—300°) и роговиков ордовика (310—330°).

Эти примеры показывают, что вулканические породы вниз или вверх по разрезу фиксируются в различных формах. В районах развития осадочных древних толщ они имеют форму залежей с рвущими контактами

\* В толще пермских известняков широко распространены дайки диабазовых порфиритов и лейкократовых плагиоклазовых порфиритов, которые, вероятно, связаны с вулканизмом палеогена. Эти дайки на контакте интрузивов гранитоидного состава и известняков скарнированы, в то время как дайки позднего этапа, связанные с плутонизмом, секут их и не несут следов скарнирования.

(плутонические формы), а там, где отсутствуют в современном эрозионном срезе осадочные толщи, залегают в виде эффузивных покровов. Поэтому при изучении вулканических толщ особую важность представляют не только субвулканические тела, имеющие определенные формы и небольшие размеры и обычно легко распознаваемые, но и так называемые «ложные покровы». Следует отметить, что даже в тех районах, где отсутствуют осадочные породы, нельзя с полной уверенностью относить вулканические образования к покровным разностям. В пределах арамаздской толщи во всех участках без исключения, там, где имеются осадочные образования (известняки), вулканические породы залегают в формах интрузивных залежей.

Известно, что при выделении фации вулканических образований должен учитываться только один признак—взаимоотношение с вмещающими породами во время их формирования (Коптев-Дворников и др., 1965). Форма тел считается второстепенным признаком. По существу также не должны считаться определенным признаком размеры.

Изучение особенностей сочетания или ассоциации вулканических и осадочных образований в районе Баргушата выявляет сложное их строение и двойственный характер вулканогенных толщ. Прежде всего, хотя они по геологической позиции (взаимоотношение с окружающей средой) похожи на гипабиссальные или субвулканические фации (в действительности должны относиться к ним), но по размерам (100 км<sup>2</sup> и больше) сходны с собственно эффузивными покровами. Для субвулканических тел геосинклинальных областей не только кислого, но и основного состава вообще отрицается возможность существования относительно крупных тел, соизмеримых с крупными штоками гранитоидов. Большие размеры вулканических масс гипабиссальной фации создают ложное представление о принадлежности их к эффузивным покровам, переслаивающимся с морскими нормально-осадочными породами. Однако, в действительности, они могут быть представлены сложной ассоциацией наземных и гипабиссальных фаций в различных количественных соотношениях, причем в некоторых случаях в различных эрозионных срезах интрузивные вулканические массы могут составить преобладающую часть вулканогенного комплекса, иногда до 80—90%, а возможно и больше. К этому следует добавить, что вулканические образования гипабиссальной фации могут быть сложены несколькими более или менее крупными близкорасположенными и проникающими друг в друга (а также во вмещающие толщи) телами, внедренными по определенным плоскостям тектонических трещин подобно полифазным интрузивным комплексам гранитоидов.

Возраст вулканогенных образований, прорывающих известняки верхнего мела и перми, а также роговики ордовика, не является синхронным с включенными в их массу осадочными породами. Радиологические данные недавно подтвердили более молодой возраст вулканитов, залегающих в различных горизонтах по отношению к осадочным слоям. Р. Х.

Гукасян и Б. М. Меликсетян (1965) возраст вулканических пород арамаздского комплекса определяют как средний эоцен — 48 млн. лет.

Подобные толщи со сложным строением и интрузивными соотношениями между вулканическими и осадочными породами, необходимо отличать от тех, которые представлены излившимися лавами с переслаивающимися пачками морских нормально-осадочных или туфообломочных отложений. Вероятно, целесообразно для отличия таких ассоциаций вулканогенных и осадочных образований называть их «псевдо-вулканогенно-осадочными», а соответствующие формации «псевдо-вулканогенно-известняковыми», «псевдо-вулканогенно-терригенными» и т. д. В этих толщах или формациях осадочные и вулканогенные образования не имеют генетической (с точки зрения источника хотя бы части вещества) и временной связи. Осадочные породы являются разнородными и разновозрастными телами в массе близкоодновозрастных пород вулканогенной толщи. Представление о «псевдо-вулканогенно-осадочных» формациях позволяет по-новому подойти к решению некоторых вопросов геологического строения, стратиграфии, истории магматизма и т. д. Приводимая в начале статьи стратиграфическая схема основывается на этих представлениях.

Геологическая позиция вулканогенных залежей в «псевдо-вулканогенно-осадочных» формациях позволяет рассмотреть в некоторой степени и вопрос о соотношениях между вулканическими и плутоническими ассоциациями. Рассмотренные выше геолого-структурные и петрографические признаки вулканических пород показывают следующее: а) кристаллизация расплава базальтоидного состава на достаточно большой глубине (не менее 1,5—2,0 км) привела к образованию не плутонических, а вулканических типов пород — базальтов, андезито-базальтов, структуры которых не отличаются от структур эффузивных покровов. Известно, что на примерно таких глубинах кристаллизуется значительная часть габброидных и гранитоидных интрузивов с отчетливо выраженным плутоническим обликом; б) внутри «псевдо-вулканогенно-осадочных» формаций имеются особенно хорошие возможности проследить переходы от интрузивной части крупных залежей вулканических пород к эффузивной на протяжении 1—2 км по вертикали, где встречаются породы исключительно лавового облика.

В пределах арамаздской толщи существуют магматические образования, которые некоторыми авторами относятся к плутоническим. Так, внутри палеозойской (ныне средний эоцен) вулканогенной толщи А. Б. Кажданом был выделен ряд интрузивных массивов габбро-пироксенитов, габбро, габбро-диоритов и диоритов. Т. Ш. Татевосян впервые их отнес к вулканическим образованиям и включил в состав среднепалеозойской толщи. В дальнейшем нами (Гуюмджян, 1963) на основании их геологического взаимоотношения с карбонатными отложениями верхнего мела, лавового облика, минералого-петрографических и структурных особенностей, все эти образования были отнесены к вулканической гипабиссальной фации и включены в состав вулканогенной толщи, которая:

залегает выше арамаздских известняков. Эти данные позволяют нам рассматривать их отдельно от единого ряда эволюции плутонического магматизма Баргушата. Новые радиологические данные, полученные Р. Х. Гукасяном и Б. М. Меликсетяном, вполне согласуются с нашими данными о более молодом возрасте вулканогенных пород арамаздской толщи.

В районе среднего течения р. Айри К. А. Карамяном (1962) был зартирован ряд достаточно крупных штоков базальтов (габбро), андезито-базальтов (габбро-диоритов) и андезитов (диоритов), среди аналогичного состава вулканогенных образований нижнего эоцена. Имея в виду их структурные особенности и геологическую позицию, К. А. Карамян отнес их к гипабиссальным фациям интрузивов. Эти гипабиссальные интрузии отличаются от вмещающих вулканогенных пород нижнего эоцена полнокристаллическим сложением основной массы, крупнозернистостью, крупными кристаллами вкрапленников плагиоклаза и цветных минералов. От плутонических пород габброидного состава они отличаются лавовым обликом и структурами. Вулканогенные породы гипабиссальной фации среднего течения р. Айри, вероятно, являются аналогами пироксеновых и плагиоклазовых базальтов, андезито-базальтов и андезитов арамаздской «псевдо-вулканогенно-осадочной» толщи. Эти небольшие интрузивы относились к плутоническим на основании их полнокристалличности и крупнозернистости. Не было обращено внимания на их непосредственную генетическую связь с вулканизмом, на их лавовый облик, который, по мнению многих исследователей, является важным отличительным признаком.

Так, Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1961) в класс эффузивных пород включают собственно эффузивные и те интрузии близповерхностной фации, которые по минеральному составу и структурным особенностям похожи на вулканические. От этого класса резко отличаются глубинные плутонические породы, имеющие особые структуры и минеральный состав. В районе Баргушатского хребта гипабиссальные и наземные (или подводные) фации вулканических образований палеогена почти не отличаются по структурам и облику, а петрографический состав практически постоянный.

Согласно представлениям В. К. Кеннеди (1938), интрузивная или эффузивная природа магматических образований определяется местными условиями, и является их вторичным свойством. В. К. Кеннеди отличает два типа интрузивов — интрузивы, генетически связанные с вулканической деятельностью (случайные, акцидентальные), и интрузивы, для которых интрузивная природа является основным свойством, т. е. плутонические. С этой точки зрения В. К. Кеннеди выделяет вулканические и плутонические ассоциации, источники которых находятся на различных глубинах земной коры. Различия двух классов магматических пород нельзя, конечно, искать только в условиях их кристаллизации. Очевидно, кроме зависимости состава и структур пород от состава и условий кристаллизации расплава, представляют значительный интерес разли-

чия в облике плутонитов и вулканитов, не определяемые только условиями кристаллизации (температура, давление и характер их изменения во времени, состав летучих и т. д.). Понятно, что эти различия должны скрываться в природе и свойствах плутонических и вулканических магм, рождающихся на различных глубинах земной коры (в снале и в верхней части мантии соответственно).

Таким образом, выделенная нами арамаздская толща, как типичная «псевдо-вулканогенно-осадочная» характеризуется интрузивным взаимоотношением крупных вулканических интрузивов, не синхронных с включенными в их массу разновозрастными осадочными отложениями, сложным сочетанием пород различных фаций—гипабиссальных и эффузивных, при резко подчиненной роли последних на данном эрозионном срезе, преобладанием магматических пород над нормально-осадочными отложениями (отношение больше 10 : 1). Резкое преобладание вулканических интрузивных пород над осадочными (в три раза и более), кроме фактов прорывания является одним из важнейших признаков таких толщ.

В заключение следует сказать, что представление о «псевдо-вулканогенно-осадочных» толщах создает новые возможности для изучения стратиграфических разрезов определенных регионов, особенно вопросов соотношения вулканических и плутонических ассоциаций.

Пользуясь случаем, автор выражает благодарность кандидатам геолого-минералогических наук К. И. Карапетяну и Б. М. Меликсетяну за полезные замечания, сделанные при подготовке этой статьи.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 12.III. 1968

#### ՀՈՎՀ. Պ. ԳՈՒՅՈՒՄՋՅԱՆ

ՀՐԱԲԻԱՅԻՆ ԵՎ ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ ԱՌԱՋԱՑՈՒՄՆԵՐԻ ՓՈԽՀԱՐԱԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆԸ  
«ԿԵՂԾ ՀՐԱԲԻԱ-ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ» ՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐՈՒՄ ԲԱՐԿՈՒՇԱՏԻ ԼՆՌԵԱ-  
ՇՐՂԹԱՅԻ ՇՐՋԱՆՈՒՄ (ՀԱՅԿ. ՍՍՀ)

#### Ա մ փ ո փ ու մ

Հոգիվածում ցույց է տրվում, որ երբեմն հրաբխային և նստվածքային ապարների հաջորդափոխումը ուղղաձիգ կամ լաթերալ ուղղութայամբ կարող է զուրկ լինել ստրատիգրաֆիկ իմաստից: Լեռնային ապարների նման զուգորդությունները, որոնք բնութագրվում են հրաբխային դանդաղաների ինտրուզիվ փոխհարաբերությամբ, իրենց մեջ ներփակված տարբեր հասակի նստվածքային առաջացումների հետ, հիպարիսալ և էֆուզիվ ֆացիայի ապարների բարդ համադրակցությամբ, վերջինների ստորադաս դերով, ինչպես նաև հրային ապարների գերակշռությամբ բուն նստվածքային դոյացումների նկատմամբ, պետք է տարբերել սովորական հրաբխանստվածքային հաստվածքներից և կոչել «Կեղծ հրաբխանստվածքային», իսկ համապատասխան ֆորմացիաները՝ «Կեղծ հրաբխակրաքարային» ու «Կեղծ հրաբխատերրիզեն» և այլն:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аракелян Р. А. Палеозой. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. II, 1964. Изд. АН Арм. ССР.
2. Габриелян А. А. Кайнозой. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. II, 1964. Изд. АН Арм. ССР.
3. Габриелян А. А. Тектоническая карта Армянской ССР. Геотектоника, № 4, 1966.
4. Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, XVIII, № 3—4, 5, 1965.
5. Гуюмджян О. П. Об обнаружении пермских отложений в Зангезуре (Армянская ССР). Докл. АН Арм. ССР, 5, XXXVII, 1963.
6. Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. Л. М., ОНТИ, 1936.
7. Карамян К. А. Структура и условия образования Дастгертского медно-молибденового месторождения. Изд. АН Арм. ССР, 1962.
8. Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Д., Петрова М. А. Вулканические породы и методы их изучения. Изд. «Недра», 1967.
9. Кузнецов Ю. А. Фации магматических пород. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. II, 1955.
10. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Избр. тр., т. I, Изд. АН СССР, 1949.
11. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область. АН Арм. ССР, 1958.
12. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—III. Изд. АН СССР, 1962.
13. Татевосян Т. Ш. Интрузивные породы Баргушатского хребта. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. III. Изд. АН Арм. ССР, 1966.
14. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. ИЛ, М., 1961.
15. Усов М. А. Фации и фазы пород эффузивного облика. «Проблемы сов. геологии», 1935.
16. Штилле Г. Субсеквентный магматизм. В кн.: «Избранные труды». Изд. «Мир», М., 1964.
17. Cloos H. Einführung in die geologie, Berlin, 1936.
18. Kennedy W. O., Anderson E. M. Crustal layers and the origin of magmas. Bull. Volcanol. Naples, ser. 2, t. 2, 1938.
19. Wolf E. Der Vulkanismus, Band 1, 1914.

А. П. АЛЛАХВЕРДЯН

ОТБИВКА ГЛУБИНЫ ВОДОПРИТОКОВ  
ПРИ БУРЕНИИ СКВАЖИН

Аналитическая теория определения глубин притоков и (утечек) жидкостей в буровых скважинах была разработана еще в 1926 г. Н. М. Победоносцевым [1]. Однако техническое определение их в настоящее время практически свелось к снятию кароттажных диаграмм.

При обычно практикуемом бурении скважин на воду с промывкой водой кароттажные диаграммы бывают нечетки. В то же время при отбивке глубин водопритоков с успехом могут быть использованы применяемые при бурении и эксплуатации скважин диафрагменные расходомеры и гидравлические индикаторы веса.

Допустим, например, что в скважину подается вода в количестве  $Q_0$ , а обратно на поверхность она выносится уже в количестве, равном  $Q_0 + \sum_1^N Q_i$ , где  $Q_i$  — производительность водопритока под номером  $i$ ,  $N$  — число водопритоков.

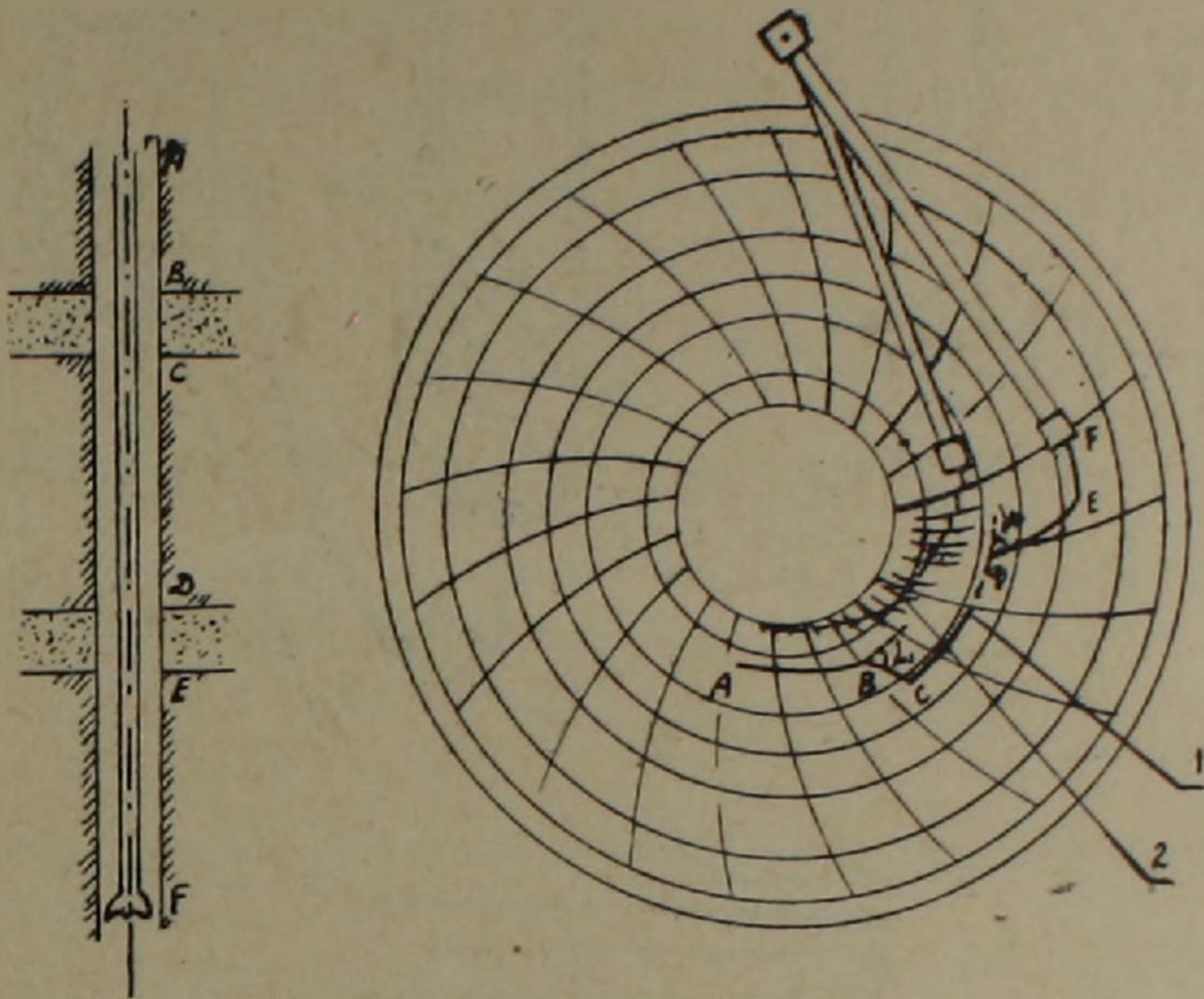
Если систему желобов на поверхности заменить закрытой системой циркуляции, то оба расхода в отдельности могут фиксироваться расходомерами (например, диафрагменными, типа ДП-410). Для получения равномерной записи необходимо лишь перед расходомером, установленным на выкиде поршневого насоса, поместить ресиверную емкость, а на соединительной трубке дифманометра игольчатый демпфер, замедляющий переток ртути между камерами расходомера. Расход показаний расходомеров указывает величину  $Q_{пр.} = \sum_1^N Q_i$ , где  $Q_{пр.}$  — суммарная производительность водопритоков.

При разбуривании сухих пород и при постоянной производительности насоса запись расходомера, установленного на выкиде скважины (после отстойника), будет соответствовать постоянному расходу (линия АВ на рис. 1).

При поступлении в скважину очередного водопритока, и по мере увеличения глубины его вскрытия, этот расход начинает увеличиваться. Точка «С» соответствует полному вскрытию водопритока, после чего запись держится на одной и той же окружности картограммы (линия СД).

Отсчет глубины скважины по длине колонны бурильных труб достаточно точен. Для определения глубины, соответствующей тому или иному моменту времени записи на расходограмме, может быть использован дриллометр, на картограмме которого фиксируется наращивание труб. Для удобства отбивки глубины водопритоков расходомер на выходе из скважины и дриллометр могут быть объединены в одном корпусе. Для

этого расходомер ДП-410 следует заменить расходомером ДП-430 с дополнительной записью давления, причем геликоидальную трубку измерителя давления необходимо подобрать с принятым для дриллометров пределом измерения 8 атм и подключить к трансформатору давления



Фиг. 1.

обычно применяемого дриллометра ГИВ-2 (фиг. 2). Скорость проходки между очередными наращиваниями бурильных труб можно принять постоянной, что не даст заметной погрешности в отсчете глубин. По зафиксированной расходограмме устанавливается количество труб при вскрытии начальной (В) и конечной (С) точек водопритока. По дриллограмме отмечается количество подвешенных труб и какая часть последней трубы опущена к моменту достижения данной точки (см. фиг. 3). Пусть, например, точка «В» расходограммы соответствует на дриллограмме точке «В<sub>1</sub>». Центральный угол опережения записи давления по сравнению с записью перепада на картограмме составляет  $\Delta\alpha = 1/72$  оборота =  $5^\circ$ . Точки М и N на дриллограмме соответствуют предыдущему и последующему наращиванию труб. Если при наращивании, соответствующем точке М, была навернута труба длиной  $l$ , то при прохождении точки, соответствующей В<sub>1</sub>, в скважину была опущена часть этой трубы равная:

$$X = \frac{MB_1}{MN} l.$$

Общая глубина равна:  $L = L_1 + X$ , где  $L_1$  — длина подвески труб до их добавки, соответствующей точке „М“.

Таким образом, совместное использование расходомера ДП-430 и трансформатора давления индикатора веса ГИВ-2 позволяет с достаточной точностью отбить местоположение водопритока в разрезе бурящей-

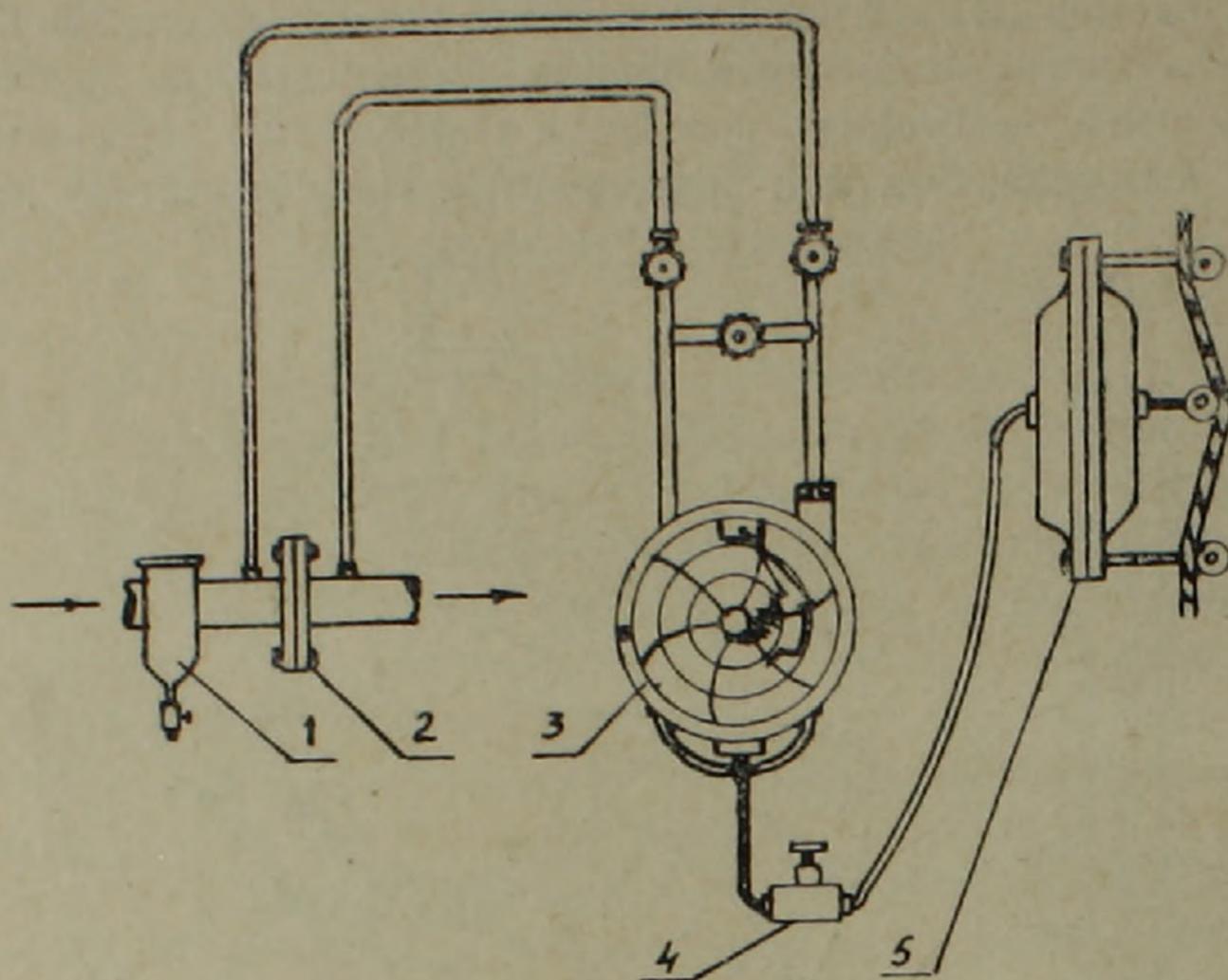


Рис. 2  
 1 - отстойник,  
 2 - диафрагма расходомера,  
 3 - расходомер ДП-430,  
 4 - насос индикатора беса  
 5 - трансформатор давления ГНВ-2

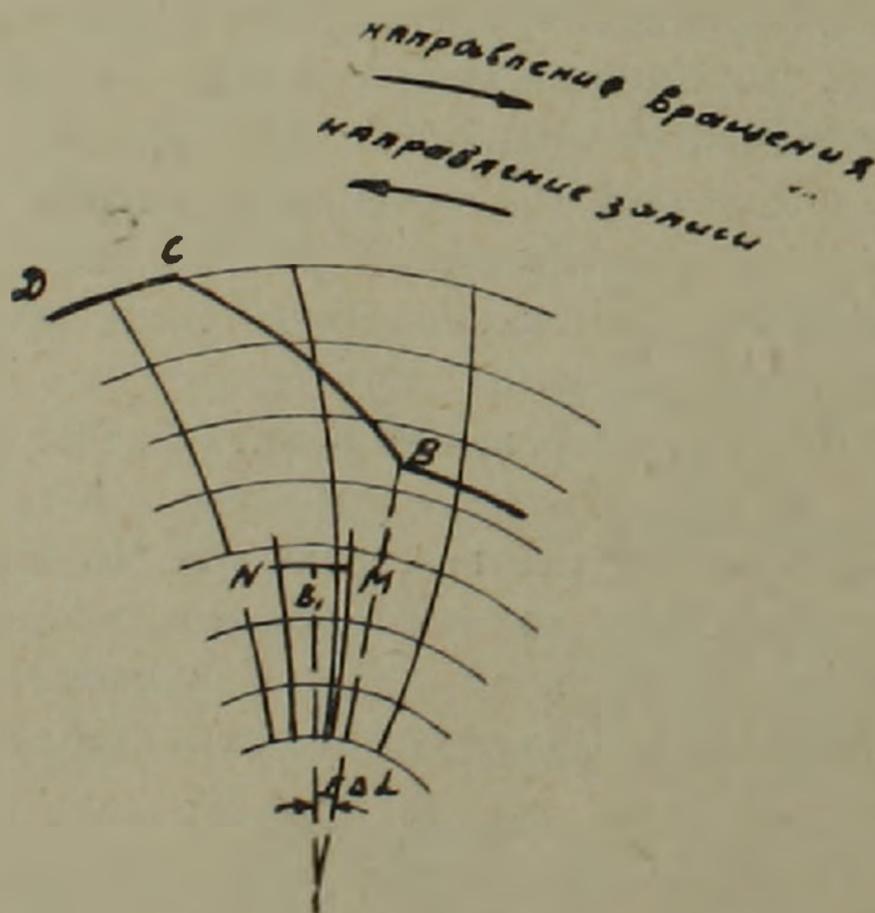


Рис. 3.

ся скважины, не прибегая при этом к приостановке процесса бурения. В отдельных случаях водоносные пласты или трещиноватые зоны имеют значительную мощность. При этом на картограмме расходомера участок их прохождения выражается некоторой наклонной линией BC (фиг. 1).

Если использовать расходомеры с обычно применяемыми часовыми механизмами, имеющими суточный период обращения картограммы ( $T=24$  ч.), то точность отбивки глубин на картограмме будет недостаточна. Для получения достаточной точности отметки, скорость движения картограммы следует увеличить. Однако чрезмерное увеличение скорости последней также нежелательно, так как приведет к необходимости частых смен картограмм и опять таки к недостаточной четкости отбивки водопритоков.

Каждому метру проходки соответствует угол поворота картограммы, равный:

$$\alpha = \frac{360^\circ}{Tv}, \quad (1)$$

где  $T$ —период обращения картограммы,  $v$ —механическая скорость проходки.

Если водоносный пласт имеет мощность  $h$  (м), то соответствующий его прохождению угол поворота расходограммы составляет:

$$\alpha = \alpha h = \frac{h 360^\circ}{Tv}. \quad (2)$$

Длина дуги, которую описывает на картограмме пишущее перо, очевидно, равна:

$$\Delta x = \frac{2\pi}{360} \alpha_1 R_1, \quad (3)$$

где  $R_1$ —начальный радиус записи, равный:

$$R_1 = R_0 + \frac{N}{M}. \quad (4)$$

где  $R_0$ —радиус нулевой линии картограммы (в мм);  $M$ —масштаб записи в делениях (мм);  $N$ —начальное число делений.

Из формулы (3) и (4) получаем:

$$\Delta x = \frac{2\pi}{360} \alpha_1 \left( R_0 + \frac{N}{M} \right). \quad (5)$$

Обозначив через «С» масштаб записи расхода, находим расход:

$$Q = C \sqrt{N}. \quad (6)$$

Будем считать, что на данном водопритоке расход промывочной жидкости на выходе изменили от величины  $Q_1$  до величины  $Q_2$ .

Тогда, согласно формуле (6), изменение числа делений записи составляет:

$$\Delta N = N_2 - N_1 = \frac{Q_2^2 - Q_1^2}{C^2}, \quad (7)$$

чему соответствует изменение ординаты (в мм):

$$\Delta y = \frac{\Delta N}{M} = \frac{Q_2^2 - Q_1^2}{C^2 M}. \quad (8)$$

На применяемых в настоящее время картограммах самопишущих приборов с круговой шкалой, при диаметре картограммы 268 мм, угол наклона записи к окружностям постоянного параметра, равный  $45^\circ$ , соответствует соотношению:

$$\frac{\Delta y}{\Delta x} = K = 1,04. \quad (9)$$

Подставляя в (9) значения величин  $\Delta y$  из (8),  $\Delta x$  из (5),  $N_1$  из (6) и  $\alpha_1$  из (2), получаем:

$$K = \frac{T v (Q_2^2 - Q_1^2)}{C^2 M 2\pi h \left( R_0 + \frac{Q^2}{M C^2} \right)} = \frac{T v (Q_2^2 - Q_1^2)}{2\pi h (R_0 C^2 M + Q_1^2)}, \quad (9a)$$

откуда находим:

$$T = \frac{2\pi h K (R_0 C^2 M + Q_1^2)}{v (Q_2^2 - Q_1^2)}. \quad (10)$$

Формула (10) может быть использована для вычисления периода обращения картограммы, обеспечивающего наиболее точную отбивку начальной и конечной глубин водопритока.

Зададимся наиболее часто встречающимися на практике значениями величин, входящих в формулу (10), применительно к случаю бурения осадочных пород: скорость проходки  $v=2$  м/час; мощность водоносного пласта  $h=3$  м; производительность насоса  $Q_1=12$  м<sup>3</sup>/час; суммарная производительность водопритока и насоса  $Q_2=20$  м<sup>3</sup>/час.

Начальную запись примем в 40 делений. Тогда расходу 12 м<sup>3</sup>/час отвечает 40 делений записи и

$$C = \frac{Q_1}{\sqrt{N_1}} = \frac{12}{\sqrt{40}} = 1,95 \text{ м}^3/\text{час}.$$

Для применяемых картограмм:  $M=0,875$  делений/мм;  $K=1,04$ ;  $R_0=28,8$  мм. При этих условиях рациональный период обращения картограммы, согласно формуле (10), равен:  $T=9,19$  час.

С целью удобства смены картограммы, их следует заводить ежедневно в одни и те же часы. Поэтому период обращения должен быть кратным 24 часам.

Исходя из этого, условно можно принять  $T=8$  час.

Г. С. АВАКЯН

ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ САРИГЮХСКОГО  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН

В настоящее время более или менее обоснованно доказана возможность образования бентонитовых глин (в основном монтмориллонитового состава) тремя следующими путями: 1) путем подводного разложения вулканических пеплов и туфов, 2) путем поверхностного выветривания вулканических пеплов и лав и 3) гидротермальным путем.

Основными факторами, предопределяющими образование минералов монтмориллонитовой группы, являются щелочные условия среды ( $pH=7-8.5$ ). При равных условиях внешней среды для образования бентонитовых глин значительную роль играют состав и строение материнских пород.

Большинство исследователей считают твердо установленным образование бентонитовых глин из вулканических пеплов и туфов. Однако, И. Г. Гинзбург придерживается иного мнения. Он считает, что «гораздо чаще монтмориллониты возникают за счет разложения основных и ультраосновных пород: габбро, амфиболитов, перидотитов, базальтов и др.» [4].

Такое же мнение высказывает и А. А. Твалчрелидзе при описании Асканского месторождения Грузинской ССР [2].

На примере Саригюхского месторождения бентонитовых глин еще раз подтверждается правильность взглядов И. И. Гинзбурга и А. А. Твалчрелидзе. Здесь в бентониты превращены субинтрузивные породы с основной массой, состоящей почти полностью из стекла, и имеющие андезито-базальтовый состав (фиг. 1 и 2). Витрофировая структура, а также химический и минеральный состав андезито-базальтовой материнской породы благоприятствовали образованию монтмориллонитовых бентонитовых глин в щелочной гидротермальной среде.

Материнскими породами бентонитовых глин Саригюхского месторождения явились субинтрузивные андезито-базальты, внедрившиеся в виде силл, небольших лакколитов и даек, мощностью 120—150 м. Малая мощность материнских пород, с одной стороны, и приповерхностные холодные вмещающие породы, с другой, создали условия для быстрого остывания большей части вышеотмеченных субинтрузивных тел с образованием витрофировой структуры. Наряду с этим, внутренний слой остывал сравнительно медленнее и приобрел частично кристаллическую структуру. Этим и объясняется тот факт, что порфириновые тела в центральных своих частях недостаточно полно переработаны гидротермальными процессами в то время, как эти же породы в периферийных частях (с основной массой, состоящей из стекла) полностью превращены в бентонитовые глины.

Другим немаловажным благоприятным условием для образования бентонитов Саригюхского месторождения явился химический состав материнских пород. Процесс преобразования материнских вулканических пород в бентониты протекает легко и быстро, если соотношение  $(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$  к  $SiO_2$  в материнских породах близко к 1 : 5. Подсчеты показывают, что это соотношение в материнских породах глин Саригюхского месторождения составляет 1 : 5,4.

Вся совокупность благоприятных (химических, минералогических и структурных) факторов, наряду с щелочной среднетемпературной гидротермальной средой, привели к преобразованию смоляно-черных андезитобазальтовых порфиритов в высококачественную бентонитовую глину.

Образование бентонитов Саригюхского месторождения за счет гидротермальной переработки смоляно-черных порфиритов андезитобазальтового состава подтверждается следующими фактами:

1. бентониты везде отмечаются совместно с смоляно-черными андезитобазальтовыми порфиритами, иногда в виде даек с постепенными переходами в эти порфириты. На участке месторождения агата отмечается серия даек черных порфиритов, которые местами полностью, местами частично превращены в высококачественные бентониты (фиг. 3). Здесь бентонитизированы также вмещающие серые (андезитовые) порфириты;

2. бентониты почти повсеместно сохраняют реликты и останцы материнских черных порфиритов, с прожилками кварца, кальцита и вкрапленностью пирита;

3. в глинах присутствуют ассоциации минералов гидротермального происхождения—пирит, магнетит, галенит, рутил, родохрозит, пиролюзит, ильменит с жильными гидротермальными минералами—кварцем, кристаллическим кальцитом, баритом, гипсом и цеолитами, установленными под биноклем в грубой (более 60 микрон) фракции, а также и, частично, макроскопически;

4. оглинены все вмещающие вулканогенно-осадочные породы в приконтактных частях, особенно, подстилающие туфопесчаники. Изменение туфопесчаников выражается в бентонитизации вулканогенного материала.

Гидротермальные растворы, генетически связанные с глубинным очагом смоляно-черных порфиритов (андезитобазальтов), характеризовались своим щелочным составом (поздняя щелочная стадия, по Д. С. Коржинскому), что и предопределяло благоприятную среду для образования монтмориллонитовых бентонитовых глин из магматогенных пород.

На интенсивность преобразования черных андезитобазальтовых порфиритов в бентониты большое влияние оказывало их высокое фильтрационное свойство. Пути для проникновения гидротерм во всю массу породы служили трещины отдельности и поры (газовые полости) весьма различных размеров. Пористость смоляно-черных андезитобазальтов составляет 23,7%. В породе очень интенсивно были развиты трещины отдельности (мелкие и густо расположенные). Все они, вместе

Таблица 1

Окислы	Свежие с объемным весом 2,51		Слабо изменен. с объемным весом 2,34		Разница в весе	Инт. изменен. с объемным весом 2,19		Разница в весе	Бент. глины с объемным весом 2,00		Разница в весе гр. 8—11	Разница в весе от св. мат. пород гр. 3—11
	содержание в весовых %	к-во окисл. в 1 м <sup>3</sup> (в тн)	содерж. в весовых %	к-во окисл. в 1 м <sup>3</sup> (в тн)		содерж. в весовых %	к-во окисл. в 1 м <sup>3</sup> (в тн)		содерж. в весовых %	к-во окисл. в 1 м <sup>3</sup> (в тн)		
SiO <sub>2</sub>	57,88	1,450	55,94	1,310	-0,140	56,08	1,230	-0,080	56,78	1,130	-0,100	-0,320
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,14	0,410	15,05	0,350	-0,060	15,12	0,330	-0,020	14,32	0,290	-0,040	-0,120
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,13	0,078	4,55	0,106	+0,028	5,28	0,116	+0,010	3,97	0,079	-0,037	+0,001
FeO	3,15	0,079	1,76	0,041	-0,038	1,54	0,034	-0,007	1,01	0,020	-0,014	-0,059
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,019	0,76	0,018	-0,001	0,77	0,017	-0,001	0,73	0,015	-0,002	-0,004
CaO	5,96	0,149	4,31	0,101	-0,048	4,02	0,088	-0,013	2,78	0,056	-0,032	-0,093
MgO	2,70	0,068	2,41	0,056	-0,012	1,91	0,042	-0,014	2,55	0,051	+0,009	-0,017
MnO	0,12	0,003	0,08	0,002	-0,001	0,05	0,0011	-0,0009	0,07	0,001	-0,000	-0,002
K <sub>2</sub> O	2,16	0,054	2,35	0,054	0,0	2,94	0,064	+0,010	1,34	0,027	-0,037	-0,027
Na <sub>2</sub> O	3,09	0,077	3,13	0,073	-0,004	3,11	0,068	-0,005	2,59	0,052	-0,016	-0,025
п.п.п.	3,20	0,080	4,39	0,103	+0,023	4,21	0,092	-0,011	8,09	0,160	+0,068	+0,080
Итого	98,29	2,467	94,83	2,214	-0,253	95,03	2,082	-0,132	94,23	1,881	-0,201	-0,586

— вынос,  
+ принос.

взятые, создавали благоприятную среду для проникновения гидротермальных растворов и циркуляции последних по всей массе породы. Те участки пород, которые отличались большей монолитностью и меньшей пористостью, остались либо вовсе неизменными, либо слабо изменены по тем немногочисленным трещинам, по которым проникали гидротермы.

Основным каналом для поднятия гидротермальных растворов служила тектоническая трещина близмеридионального простирания, по которой первоначально поднялась магма смоляно-черных порфиритов. Постмагматические тектонические подвижки привели к повторному раскрытию уже залеченных трещин, послуживших путями для поднятия гидротерм.

Щелочные растворы способны, по мнению А. И. Захарченко [5], растворять в себе и переносить огромные количества кремнезема, которые, как показано ниже, выносились из смоляно-черных (материнских) андезитовых порфиритов.

С. И. Набоко [10] указывает, что эволюция гидротерм при фильтрации к поверхности происходит от слабокислых (за счет уголекислоты) до слабощелочных (при дегазации  $\text{CO}_2$ ). Дегазация с превращением слабокислых растворов в слабощелочные в данном случае происходила на глубине около 350—500 м (по данным прямых расчетов) под черными порфиритами, в открытых трещинах (основных подводящих каналах), после чего гидротермальные растворы вступали в реакцию как с материнскими, так и с вмещающими породами, имея уже щелочной состав.

Умеренная щелочность растворов поддерживалась, по-видимому, на глубине 350—250 м, где материнские породы, а местами и вмещающие породы (серые андезитовые порфириты и частично туфопесчаники) превратились в бентониты.

При приближении к поверхности, за счет окисления отделившегося из гидротерм сероводорода, образовались вторичные кислые растворы, которые при обменных реакциях с породами более раскислялись. Это доказывает образование гранатовых скарнов по перекрывающим известнякам, окварцевание и слабая каолинизация пород вокруг марганцевых пластов и образование агатово-халцедонового месторождения непосредственно на высоких горизонтах бентонитизированных пород. Кроме того, на тех же горизонтах (в зоне с интенсивной агатовой минерализацией) развита цеолитизация пород. Цеолиты здесь обрамлены тонким слоем агата и развиты почти повсеместно с игольчатыми (шестоватыми) кристаллами родохрозита (фиг. 5).

Пересчеты химических анализов в разной степени измененных и свежих материнских пород (андезитовых порфиритов) показали, что для образования бентонитовых глин, из 1 км<sup>3</sup> свежей материнской породы были вынесены: 320 кг— $\text{SiO}_2$ ; 120 кг— $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 59 кг— $\text{FeO}$ ; 4 кг— $\text{TiO}_2$ ; 93 кг— $\text{CaO}$ ; 17 кг— $\text{MgO}$ ; 2 кг— $\text{MnO}$ ; 27 кг— $\text{K}_2\text{O}$  и 25 кг— $\text{Na}_2\text{O}$ . В бентонитовые глины привнесено 1 кг— $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и 80 кг воды (см. табл. 1).

Это наталкивает на мысль о том, что основными поставщиками кремнезема и марганца, для образования одноименных месторождений

агата и марганца являются смоляно-черные андезито-базальтовые порфириты (материнские породы) и, частично, серые андезитовые порфириты. Грубыми подсчетами установлено, что бентониты только на Центральном участке занимают по объему около 25 млн. куб. м., слабо оглинившиеся материнские породы—30 млн. куб. м. и интенсивно оглинившиеся материнские породы—25 млн. куб. м. Следовательно было вынесено:

а) из бентонитизированных пород:  $\text{SiO}_2$ —8 млн. тонн;  $\text{MnO}$ —50 тыс. тонн;

б) из слабо измененных пород:  $\text{SiO}_2$ —4.2 млн. тонн;  $\text{MnO}$ —60 тыс. тонн;

в) из интенсивно измененных пород:  $\text{SiO}_2$ —5.5 млн. тонн;  $\text{MnO}$ —72,5 тыс. тонн.

Всего из пород Центрального участка, охватывая и гору Саталмыш, вынесено кремнезема 17,7 млн. тонн и окиси марганца 182,5 тыс. тонн.

По данным И. И. Гинзбурга [3], из общего количества кремнезема, перешедшего в раствор из материнских пород, около 80—90% находится в растворимой (молекулярной и диссоциированной) форме, и 10—20% в коллоидной.

Таким образом, из общего количества вынесенного кремнезема, около 2,5 млн. тонн (в среднем 15%) находилось в коллоидном состоянии и служило источником образования месторождения агата.

Месторождение агата в основном расположено в зонах дробления и интенсивной трещиноватости. Такими зонами обычно были контактовые части даек черных порфиритов с вмещающими серыми порфиритами. Там, где интенсивно выражен дайковый комплекс, там и интенсивно выражено агат-халцедоновое оруденение. Так, например на западном фланге месторождения бентонитов, черные порфириты прорывают серые порфириты в виде густо расположенных даек. Здесь же породы сильно раздроблены, трещиноваты и содержат богатое агатовое оруденение. По всей вероятности, большая часть гидротермальных растворов, которые через поры и трещины отдельности проникали в черные порфириты и омывали их, превращая в бентониты, удалялись через открытые трещины контактовых зон дробления даек, сопряженных с общим массивом пород.

Если предположить, что из общего количества омывающих растворов только лишь 1% проходил через главное месторождение агата (западный фланг центрального участка месторождения бентонитов) и оставил там свой полезный груз, то ожидаемая минерализация агат-халцедонового типа составит 12 000 тонн, что несомненно является месторождением, представляющим практический интерес.

Что касается оценки минерализации марганца, то, если даже допустить, что все растворы, омывающие этот район, проходили через участок марганцевого месторождения и оставили там весь свой полезный груз (всего 182,5 тыс. тонн  $\text{MnO}$ ), то и в этом случае месторождение практического значения иметь не может, тем более, что часть пород с марганцевым оруденением уже размыта.

О генетическом единстве месторождений бентонитовых глин, агата и марганца говорят следующие факты:

1. все три месторождения территориально связаны между собой, залегают среди гидротермально измененных пород и в разрезе расположены следующим образом: в нижней части разреза — бентониты, в средней части — агат и в верхней части — марганец;

2. месторождение агата локально приурочено в основном к материнским породам, за счет которых образовались бентонитовые глины, а месторождение марганца — также к району распространения черных порфиритов, но в породах, залегающих непосредственно на них. Здесь значительное распространение имеет брекчиевидное оруденение марганца, которое приурочено к зонам дробления вокруг куполов черных порфиритов, прорывающих верхнесантонские известняки. Порфириты здесь значительно раскристаллизованы и больше похожи на мелкие интрузии габбро;

3. породы, вмещающие агат, связаны с бентонитовыми глинами постепенными переходами. Это отчетливо выражено на западном фланге месторождения бентонитовых глин — на главном участке месторождения агата (участки Керци-арац и Керци-ус). Здесь, на глубоких горизонтах (ниже гипсометрической отметки 700 м) широко распространены бентонитизированные породы, которые кверху, постепенно, через интенсивно измененные разности, переходят в менее измененные рудовмещающие породы;

4. вокруг агатовых миндалин и гнезд развито гидротермальное изменение по форме агатовых тел. Иногда в миндалинах агата встречаются ксенолиты оглинившихся материнских пород и бентонитовых глин;

5. в пустотах миндалин агата, почти повсеместно, обнаружены игольчатые кристаллы пиролюзита, радиально лучистые кристаллы родохрозита и скаленоэдрические кристаллы кальцита;

6. в верхних горизонтах бентонитовых глин, в самих бентонитах и бентонитизированных (промежуточных) породах, часто присутствует псиломелан.

Тщательным изучением месторождения агата, в частности, секретий (миндалин) агата, было установлено, что почти повсеместно в миндалинах содержатся пустоты, где агат постепенно переходит в явнокристаллический кварц с хорошо выраженными пирамидальными друзами кварца (в большинстве случаев аметиста). Там же были отмечены минералы марганца — пиролюзит и родохрозит, а также и кальцит, растущие на гранях уже оформленных кристаллов кварца (аметиста). Отсюда следует, что, вероятно, с первыми порциями гидротермальных растворов из материнских пород был вынесен кремнезем, после уже, с последующими порциями — карбонат и марганец.

Поступление гидротерм было непрерывным и продолжительным, а вынос и отложение отдельных элементов и минералов связаны с отдельными порциями поступающих растворов.



Фиг. 1 Материнские породы (нат. велич )



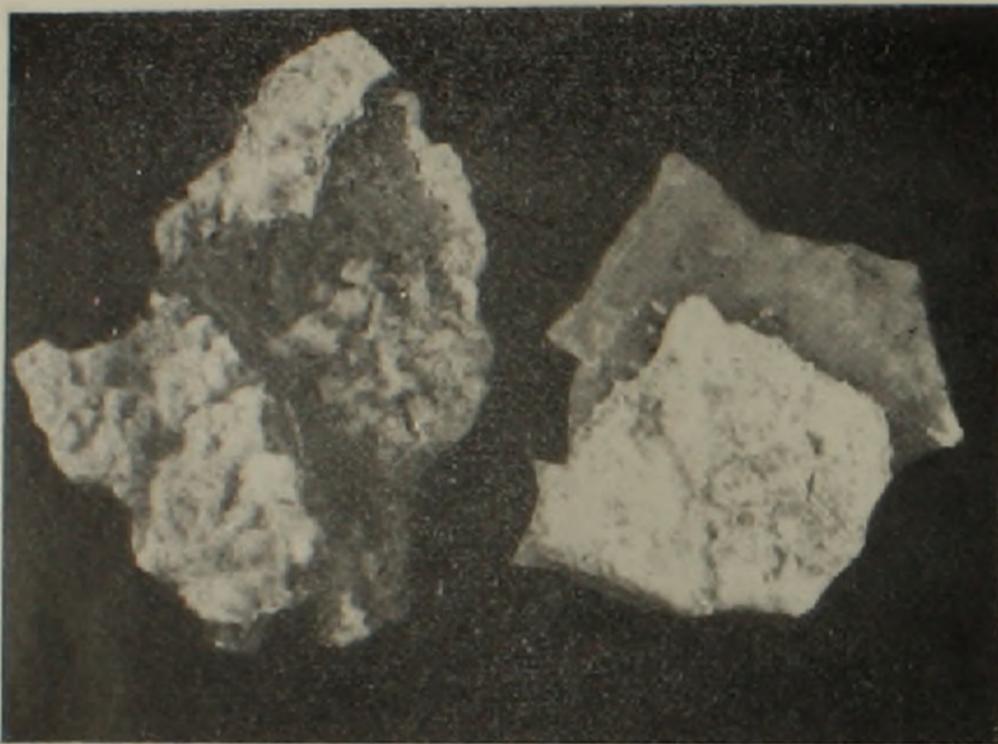
Фиг. 2 Bentonитовые глины (ув. 3)



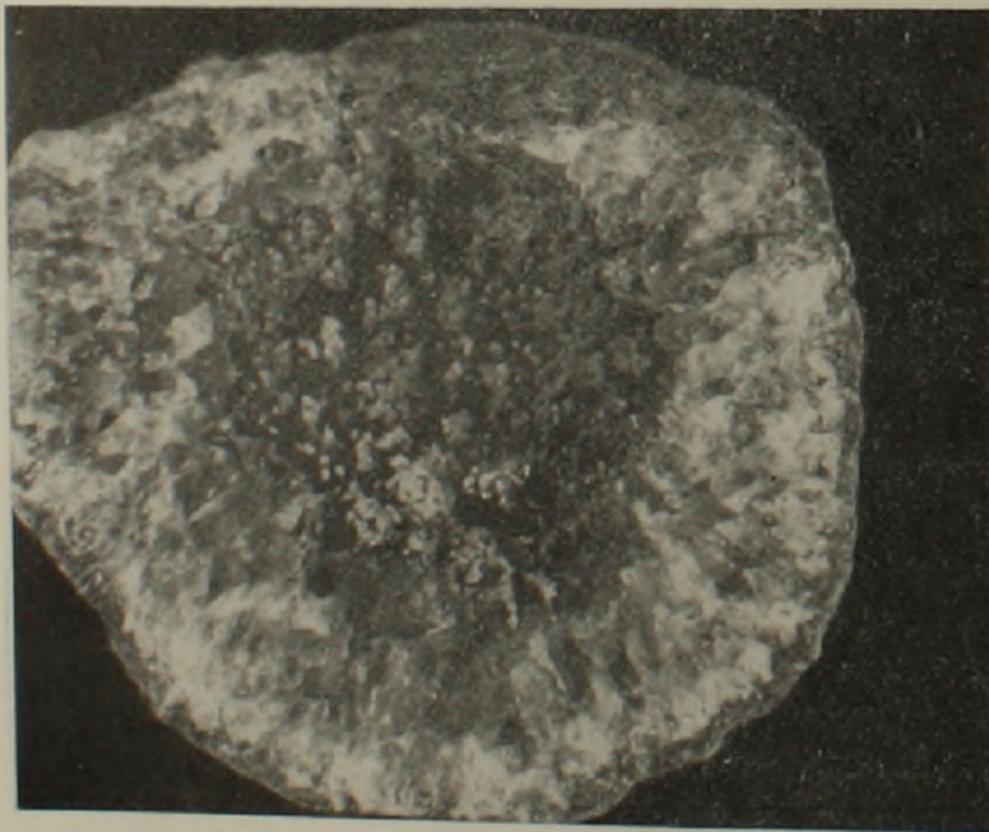
Фиг. 3 Дайкообразные выходы бентонитовых глин; а — слабо измененные смоляно-черные порфириты; б — бентонитовые глины; в — слабо измененные серые (андезитовые) порфириты.



Фиг. 4 Постепенный переход бентонитовых глин к матрицским смоляно-черным порфирирам.



Фиг. 5. Цеолиты (светлое). а—с шестоватыми кристаллами родохрозита; б — с тонким слоем агата (сверху).



Фиг. 6 Пирролюзит и родохрозит на кристаллах кварца в пустоте мишдалин агата.

## 2. 0. ԱՎԱԿՅԱՆ

## ՍԱՐԻԳՅՈՒԼԻ ԲԵՆԹՈՆԻՏԱՅԻՆ ԿԱՎԵՐԻ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

## Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում պարզաբանվում են Սարիգյուլի բենթոնիտային կավերի առաջացման մի քանի առանձնահատկությունները:

Հայտնի են բենթոնիտային կավերի ծագման երեք եղանակ—հրաբխածին մոխիրների և տուֆերի՝ 1) ստորջրյա հողմնահարման, 2) մակերեսային հողմնահարման, և 3) հիդրոթերմալ փոփոխության ճանապարհով:

Եթե բենթոնիտային կավերի հայտնի հանքավայրերի հիմնական մասը գոյացել են հրաբխածին մոխիրներից և տուֆերից ստորջրյա կամ մակերեսային հողմնահարման ճանապարհով, ապա Սարիգյուլի հանքավայրը առաջացել է ձյութա-սև անդեզիտոբազալտային կավմի պորֆիրիտներից, հիդրոթերմալ ճանապարհով: Այս պորֆիրիտները հանդիսանում են սուբհնտրուզիվ առաջացումներ և տվել են երականման, սիլլանման և լակոլիտանման մարմինների: Վերջինների հիդրոթերմալ փոփոխությունից առաջացել են բենթոնիտային կավերի նույնանման մարմիններ:

Բենթոնիտային կավերի վերափոխված 1 խմ մայրապարից դուրս են բերվել 320 կգ— $\text{SiO}_2$ , 120 կգ  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 59 կգ  $\text{FeO}$ , 4 կգ— $\text{TiO}_2$ , 93 կգ  $\text{CaO}$ , 17 կգ  $\text{MgO}$ , 2 կգ— $\text{MnO}$ , 27 կգ  $\text{K}_2\text{O}$  և 25 կգ  $\text{Na}_2\text{O}$ , իսկ մայրապար են բերվել 1 կգ  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  և 80 կգ կալված ջուր:

Սարիգյուլի բենթոնիտային կավերի հանքավայրում, նրա անմիջական տարածման սահմաններում և վերին հորիզոններում են տեղադրված նույնանուն ագատի և մանգանի հանքավայրերը: Վերջիններիս ծագումը նույնպես կապված է նույն հիդրոթերմերի հետ, իսկ հումքի մասուակարարումը՝ բենթոնիտային կավերի մայրապարների հետ: Մայր ապարներից դուրս բերված (հիդրոթերմերին անցած) սիլիկահողի կոլոիդալ լուծույթներից վերին հորիզոններում անջատվում և նստում է ագատ, իսկ մանգանի օքսիդը անջատվում է ավելի վերին հորիզոններում, այնտեղ, որտեղ հիդրոթերմալ լուծույթները քիմիական փոխհարաբերության մեջ են մտնում կրաքարերի շերտերի հետ:

Սարիգյուլի ագատի և մանգանի հանքավայրերի ծագման այսպիսի բացատրությունը թույլ է տալիս եզրակացնելու, որ ագատի հանքավայրը կարող է ունենալ արդյունաբերական կուտակումներ, իսկ մանգանի հանքավայրը՝ ոչ:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Артемов В. Р., Кузнецова В. Н. Метасоматические изменения гипербазитов при серпентизации. Сб. «Метасомат. изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». Труды I конф. по околорудч. метасомат. Изд. «Недра», М., 1966.
2. Бентонитовые глины Грузии и их применение в народном хозяйстве. Сборник статей. Изд. АН Груз. ССР, 1953.
3. Гинзбург И. И. Ближайшие задачи при решении важнейших проблем минералогии глин. Сб. «Исслед. и использ. глин». Изд. Львовского университета, 1958.
4. Гинзбург И. И. Некоторые физико-химические моменты в образовании глин. Сб. «Исслед. и использ. глин». Изд. Львовского университета, 1958.
5. Захарченко А. И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. Госгеолтехиздат, 1955.

6. Жариков В. А. Некоторые закономерности метасоматических процессов. Сб. «Метасомат. изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». Труды I конф. по околорудн. метасомат. изм. Изд. «Недра», 1966.
7. Коваленко Д. Н. Минералогический состав бентонитовых глин Черкасского месторождения. Сб. «Исслед. и использ. глин». Изд. Львовского университета, 1959.
8. Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов. Сб. «Метасомат. изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». Труды I конф. по околорудн. метасомат. изм. Изд. «Недра», 1966.
9. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Под редакцией М. Ф. Викуловой. Госгеолтехиздат, 1957.
10. Набоко С. И. Метасоматизм пород и вертикальная зональность в областях современного магмопроявления. Сб. «Метасомат. изменения боковых пород и их роль в рудообразов.». Труды I конф. по околорудн. метасомат. изм. Изд. «Недра», 1966.
11. Рудник В. А. Методы определения количественного изменения вещества при метасоматозе. Сб. «Метасомат. изменения боковых пород и их роль в рудообразов.». Труды I. конф. по околсрудн. метасомат. изм. Изд. «Недра», 1966.

С. П. БАЛЪЯН

## ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ — КРИТЕРИИ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ХАРАКТЕР НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

Под термином «поверхность выравнивания» подразумеваются уровни, образованные в результате действия различных рельефообразующих факторов — континентальной денудации, абразии, экзарации, аккумуляции (К. В. Борисевич, 1954; Н. В. Думитрашко, 1954; Б. Л. Личков, 1945; К. К. Марков, 1947; Ю. А. Мещеряков, 1958 и др.).

В горных странах далеко не все вопросы, связанные с генезисом и развитием «поверхностей выравнивания», освещены с достаточной полнотой.

На наш взгляд, применение такого всеобъемлющего универсального термина «поверхность выравнивания», для совершенно различных по типу и генезису уровней, развитых в горных странах, не оправдано. Тем более, когда для различных по возрасту и морфологическому развитию поверхностей существуют определенные понятия и термины (А. Пенк, 1909; 1894; В. Пенк, 1924). Применение этих терминов, с новой интерпретацией, отвечающей современному развитию геоморфологии, даст возможность дифференцировать эти поверхности, образованные различными причинами, выяснить их зависимость от новейших тектонических движений и выработать более точные геоморфологические критерии для определения характера, типа и темпа новейших тектонических подвижек.

Пенеплен — в широком понимании представляет собой «конечную» поверхность выравнивания — почти равнину, образованную в результате длительной континентальной денудации платформенных стран (В. Девис, 1924, 1962). Но пенепленом может быть назван и глубокий денудационный срез горных стран, образующий обширный и региональный уровень выравнивания. Для обозначения подобного уровня даже в тех случаях, когда он подвергается деформациям различного рода (эпейрогенетическое «коробление» большого радиуса кривизны, сводовое или глыбовое поднятие, сбросовая или флексурная дислокация и т. д.) и эрозионному размыву различной глубины и интенсивности, по нашему мнению, следует сохранить наименование пенеплена.

В подвижных зонах альпийских орогенов пенеплен сохраняется, как правило, только фрагментарно или обнаруживается в эрозионных врезах, или обрывах под чехлом горизонтально залегающих слоев, или, наконец, совершенно погребен под мощными новейшими осадками и выявляется лишь буровыми скважинами, геофизическими и геолого-геоморфологическими исследованиями. Во всех этих случаях мы называем подобный уровень пенепленом. Этот пенеплен играет роль «мар-

кирующего горизонта», стратиграфического репера, с помощью которого возможно восстановить тип, амплитуду и скорость колебаний земной коры в прошлом и тем самым расшифровать историю развития горных стран.

Под термином поверхности выравнивания мы подразумеваем предгорные лестницы (Piedmonttreppe), но вкладываем в этот термин более широкий смысл, чем В. Пенк. Эти поверхности имеют ярусное расположение и различный возраст. Они являются денудационными поверхностями, возникшими как в процессе восходящего развития горных сооружений, так и по другим причинам (см. ниже) и принципиально отличаются от существовавшего задолго до них регионального уровня планации — пенеплена.

Нередки случаи, когда в результате дифференциальных тектонических движений различных морфоструктур, входящих в состав одного и того же горного сооружения, древний пенеплен оказывается «откопанным» в результате сноса покрывающих его рыхлых отложений и в процессе образования предгорных ступеней в соседней морфоструктуре располагается рядом с ними. В этом случае мы отличаем уровень выравнивания (или серию уровней предгорной лестницы) от уровня откопанного пенеплена. Образованиями, сингенетическими с этими уровнями выравнивания, следует считать наклонную аккумулятивную равнину у подножья гор, образованную коррелятивными отложениями за счет размыва перекрывающих пенеплен горизонтальных пластов.

Наряду с разновозрастными уровнями выравнивания (предгорной лестницей) в ряде случаев возникают морфологически сходные с ними, но генетически совершенно отличные от них «лестницы», образовавшиеся вследствие дифференциальных перемещений по молодым (омоложенным) сбросам первоначального уровня древнего пенеплена или же «первичной» аккумулятивной равнины, превращенной ныне в денудационное плато. Их, нам кажется, нельзя назвать поверхностями выравнивания (т. е. Piedmonttreppe), так как при таком допущении теряются основные критерии морфологического анализа при решении тектонических вопросов.

**П е д и м е н т** — под этим термином мы подразумеваем новообразованный уровень выравнивания — предгорную ступень в узком смысле, окаймляющую неширокой полосой склоны и подножья растущего и «отступающего» горного сооружения (М. Девис, 1924; Д. Г. Панов, 1966).

**Первичный (первоначальный) уровень денудации.** Этот, может быть, еще недостаточно четко разработанный термин, относится к водораздельным денудационным уровням горных сооружений. Водораздельные уровни денудации по ходу своего развития отличаются от уровней предгорных лестниц. Содержание этого термина в известной степени отличается от понятия верхнего (абсолютного) уровня денудации А. Пенка (Gipfelflur). Под последним подразумевается предельный гипсометрический уровень, до которого может продолжаться восходя-

шее развитие гор в определенных физико-географических условиях с учетом свойств слагающих пород.

Под первичным уровнем денудации мы понимаем реликтовые водораздельные поверхности горных массивов, синхронные по возрасту с наиболее древним уровнем планации — близкие к понятию *Primärgipfläcbe* В. Пенка. Первичными поверхностями являются фрагменты водораздельных денудационных уровней высоких горных сооружений, а также «первичных» пластовых аккумулятивных поверхностей, которые в период формирования пенеплена представляли собой поверхность рельефа невысоких горных кряжей, возвышавшихся над этим пенепленом. Отмеченные водораздельные уровни отнюдь не указывают, что обязательно на их месте некогда существовали высокие горы, которые затем были снесены денудацией и были приведены в состояние пенеплена. Насколько денудационные уровни могут проникнуть вглубь горных систем и затем перекрываться трансгрессивными осадками различных мощностей, зависит от сложившихся до этого структурно-геологических условий данной крупной морфоструктуры. Например, в условиях Армянского нагорья и окаймляющих его хребтов Малого Кавказа, для выделения типов морфоструктур и расшифровки истории их континентального развития требуется освещение структурно-геологического развития, начиная с палеозоя — для Среднеараксинского (Армянского) срединного массива, с мела или палеогена — для краевых массивов Малого Кавказа, с неогена — для межгорных депрессий, предгорных плато и отдельных тектоно-вулканических массивов Армянского нагорья и т. д.

Первичный уровень денудации мы рассматриваем как предельно доступный для палеоморфологического анализа уровень рельефа, начиная с периода, когда область в основном вступила в фазу континентального развития.

Возникает вопрос, можно ли рассматривать описанные выше водораздельные поверхности в целом, как реликты единого древнего (или наиболее древнего) уровня? Возможно, что впоследствии он оказался глубоко размытым денудацией и нынешняя водораздельная поверхность имеет более молодой возраст и отвечает одной из ступеней предгорной лестницы?

Этот вопрос сложный и требует своего разрешения, так как с ним связан не только ряд теоретических проблем неотектонического анализа, но и прикладные задачи. С определением времени, продолжительности и глубины денудационного среза тесно связаны важнейшие критерии россыпных и других гипергенных месторождений, содержащихся в элювиальной коре выветривания или же в отложениях склонов и подножий, коррелятивных денудационному срезу. С ним связаны также методы выявления коренных рудных проявлений в различных по глубине срезах интрузивных тел.

Известны тенденции, которые согласуются с представлениями о реликтовом происхождении (М. В. Пиотровский, 1948, 1961) водораздельного «первичного» уровня денудации. Этот уровень в процессе восходя-

шего развития гор был сокращен в пространственном отношении регрессивной эрозией и врезан в склоны уровнями выравнивания. Нахождение коры выветривания небольшой мощности, содержащей среднеплиоценовую пыльцу, остатки легко размываемых диатомитовых отложений плиоцена, известняков и мергелей миоцена на водораздельных плато Малого Кавказа и Армянского вулканического нагорья говорит о том, что глубина плиоцен-четвертичного среза на отмеченных уровнях была относительно небольшой.

Возможно ли допустить примерно аналогичный ход событий и в более отдаленном прошлом, скажем, в миоцене?

Для этого решения интересны сведения о погребенном под лавовыми покровами, высоко поднятом древнем уровне планации. Вулканогенно-обломочная толща меотис-понтического возраста (годерзская свита и ее аналоги) на самых высоких отметках вулканического нагорья Армении как на безлавовых, так и на подлавовых территориях обладает примерно одинаковой мощностью и на ней сохраняются одни и те же венчающие горизонты.

Примерно такие же соотношения наблюдаются в подстилающих го-дерзско-вохчабердскую свиту слоях и поверхности наиболее древнего уровня.

Таким образом, представление о реликтовом происхождении высоких водораздельных уровней мы считаем, если не доказанным, то вполне вероятным.

Литолого-фациальный анализ слагающих предгорную поверхность отложений указывает на то, что они образуются за счет размыва склонов хребтов путем регрессивной эрозии и образования предгорных лестниц—уровней выравнивания. При этом наибольшая мощность разреза этих отложений приходится на долю глубинной эрозии—врезанных в склоны речных долин, а наименьшая относится к денудационным ступеням предгорных лестниц.

Часто наиболее высокий уровень выравнивания, т. е. верхний уровень лестницы, находится рядом с реликтом древнего уровня пенеплена, или врезан в него. Это отнюдь не указывает на то, что описанные уровни являются образованиями, близкими по времени. Наоборот, между ними может существовать большой разрыв по времени, т. к. этот уровень выравнивания (верхний уровень лестницы) в другом месте в случае интенсивного восходящего движения может быть врезан в подстилающую пенеплен толщу или же, наоборот, в перекрывающие пенеплен горизонтально залегающие слои «первичного пластового уровня». В последнем случае погребенный пенеплен обнажается в обрывах и эрозионных врезках ниже уровня выравнивания и даже между следующими, нижерасположенными уровнями лестниц. Таким образом, мы видим существенную разницу между уровнями выравнивания—предгорной лестницы и первичным уровнем денудации.

При морфотектоническом анализе горных стран предгорный уровень выравнивания нами рассматривается как один из типов денудационных

поверхностей. Эти поверхности мы классифицируем по структурно-морфологической специфике их развития в отдельности, как: 1) реликтовые или деформированные первичные денудационные поверхности планации ближе к понятию *Primärgumpfläche* В. Пенка. 2) пенеплены горных стран, образованные на «конечной» стадии эрозионного цикла, как они представляются В. Девисом. 3) деформированные аккумулятивные — пластовые уровни, подвергающиеся денудации. 4) поверхности выравнивания — предгорные лестницы. 5) педименты.

Последние мы рассматриваем, как частный случай поверхности выравнивания — *Piedmonttreppe*, конечный этап развития которого при условиях относительного тектонического покоя может привести к образованию педиплена.

На Малом Кавказе и Армянском вулканическом нагорье наиболее древний «первичный» уровень денудации, развивавшийся в течение нижнего и среднего олигоцена, в основном погребен под вулканогенно-осадочными породами неогена-антропогена. Этот уровень тектонических структур, созданных пиринейской фазой, которая имела решающее значение в формировании основных морфоструктур Армянского нагорья и Малого Кавказа, представляет собой деформированную последующими тектоническими подвижками, слабо расчлененную поверхность. Реликты поверхности сохранились отдельными островками на водоразделах складчато-глыбовых гор Малого Кавказа — хребтов Мровдаг, Мургуз, Севанского и их отрогов. На вулканическом нагорье отмеченный «первичный» уровень денудации выступает из под вулканогенного чехла в виде небольших «окон» на водоразделах горсто-антиклинальных поднятий Варденисского, Айоцзор-Урцского, Северс-Зангезурского хребтов, или вскрывается в глубоких эрозионных врезках ряда тектоно-вулканических массивов.

Структурный, слабо денудированный «скелетный» рельеф служил базой для распределения разнородных вулканогенно-осадочных образований, приуроченных к синклинальным прогибам и другим тектоническим депрессиям. Наложенный на структурный рельеф вулканогенно-осадочный покров, по мере своего накопления, подвергался изменениям в олигоцене, раннем миоцене и в конце миоцена. Отмеченные тектофазы получают свое отражение в эрозионно-тектонических несогласиях, сменах фаций и их мощностей в чехле.

Сменяющиеся периоды тектонической активности периоды «тектонического покоя» — пенепленизации фиксируются трансгрессивными мелкообломочными морскими и лагунно-континентальными фациями глин, мергелей, алевритов (тортона-сармата).

Фациальный анализ указанных отложений позволяет расшифровать палеорельеф. Древний, в основном, структурный рельеф в области развития указанных отложений представлен плоскими отмелями, где терригенные, преимущественно мелкообломочные отложения прослеживаются на значительное расстояние без заметной смены гранулометрического

состава, указывающей на то, что эти структурные—продольные берега отличались морфологическим однообразным и слабым расчленением.

Таким образом, в оформлении морфоструктур собственно вулканического нагорья не менее важное значение имеет также сармат — предмеотический пенеплен, пенеплен горных стран по нашей классификации, наследующий в крупном плане основные черты структурного палеорельефа ниже-среднемиоценового возраста. Этот пенеплен, находящийся в едином денудационном срезе с древнейшим — «первичным» уровнем планации на горсто-антиклинальных поднятиях, также в основном погребен под вулканогенно-осадочным чехлом и подвергся деформациям совместно с перекрывающими его отложениями. Поэтому отмеченный пенеплен служит важнейшим репером, маркирующим горизонтом, для выявления характера тектонических движений погребенных под эффузивами тектонических структур в плиоцен-четвертичном, т. е. в собственно неотектоническом этапе.

Максимальные амплитуды поднятий Армянского нагорья и окаймляющих его областей Малого Кавказа можно исчислять по кровле относительно слабо денудированных отложений морского сармата (данные о подошве сармата имеются только в пределах Араратской котловины и предгорных плато) и по подошве меотис-понтической угленосной свиты.

Сарматские отложения достигают наибольшей высоты в районе Арцакарской антиклинали — в бассейне оз. Севан (2100—2150 м), в верховьях р. Кюллуджа — на западном склоне Гегамского нагорья (1900—2000 м); вероятная отметка кровли сармата и подошвы «белесоватой» свиты под вулканогенной толщей Арагаца, по автору — 2600—2800 м.

Развитие морфоструктур и характер неотектонических движений абсолютного—пост-сарматского поднятия зависят от стрессинга структурно-фациальных — морфоструктурных комплексов, оформившихся до главной фазы планации рельефа (т. е., досармат).

Так, во внутренней области Армянского нагорья, расположенной на глыбовом палеозойском субстрате (Среднеараксинский или Армянский средний массив) развитие морфоструктур, следовательно, денудационных поверхностей, в неогеновом чехле происходит на фоне резко выраженных дифференциальных движений погребенных и разнообразно перемещенных блоков.

В примыкающих к вулканическому нагорью внутренних, складчато-глыбовых цепях Малого Кавказа (Сомхетские горы, Цахкуняцкий, Баргушатский, Мегринский хребты) развитие древнего уровня денудации находится в тесной зависимости от развития ранее перекрывающего его вулканического чехла. Водораздельные денудационные поверхности отмеченных хребтов рассматриваются как реликты «откопанного» в плиоцене, сформированного с олигоцен-миоцена, деформированного в неотектоническом этапе горного пенеплена:

В ходе последующего четвертичного этапа развития эти хребты превращены в диагонально расположенные относительно простирания структур, а местами инверсионные эрозионно-денудационные горы суб-

широтного направления, несущие останцевые острова неогенового эффузивного чехла на высочайших своих вершинах (г. Лалвар—Сомхетские горы, г. Техенис—Цахкуняцкий хребет, г. Гоги—Айоцдзорский хребет, г. Арамазд—Баргушатский хребет).

Во внешних, более древнего заложения цепях Малого Кавказа (Севанский, Арегунийский, Мургузский, Мровдагский, Карабахский хребты), свободные от эффузивов и унаследованные от олигоцена «первичные» уровни планации сохранились на узких водоразделах небольшими островками в зависимости от тектонического строения их блоковых структур, их тектонических подвижек и врезания в них поперечных или диагональных речных долин. Так, в сводообразно поднимающейся Агстев-Тертерской области (хребты Ахум, Тавуш, Хидзорут, Дзегам, Шамхор и др.), характеризующейся однотипностью унаследованных структур всех тектонических этажей альпийского тектогенеза, с преобладанием спокойно построенных линейных складок общекавказского простирания, развиты поперечные морфоскульптуры—глубокие речные долины и хребты с развитием на них узких останцевых островков «первичного» уровня планации, подвергшегося пологому изгибу. В области блоковых морфоструктур Мровдагского, Карабахского хребтов, раздробленных дизъюнктивами различных типов, где преобладают сжатые, короткие, сундучно-коробчатые складки от субмеридионального до антикавказского простирания, развиты диагональные хребты и долины и продольные к структурам остаточные водораздельные уровни планации различной степени сохранности, разделенные моноклинальными гребнями древних куэст.

Для ряда горных отрогов центральной зоны Малого Кавказа, сложенных складчатыми структурами средне-верхнеальпийского тектонического этажа, характерны как структурные, так и инверсионные типы рельефа. В первых врезаны разновозрастные и разнотипные денудационные поверхности, а во вторых типах сохранены «первичные» пластовые поверхности верхнего эоцена-нижнего олигоцена или же остаточные поверхности наиболее древнего уровня планации (*Primärgumpfläche*) (Памбакский, Базумский, Халабский хребты и др.).

На собственно вулканическом нагорье типы, темпы и амплитуды относительных движений погребенных структур достаточно четко устанавливаются характером деформации денудационного уровня, срезающего меотис-понтическую вулканогенно-обломочную (Годерзско-Вохчабердскую) толщу.

В приподнятых (3200—3400 м) зонах водораздельных плато хребтов и нагорий поверхность наследует черты предыдущего—предмеотис-сарматского пенеплена, представляя собой не подвергшийся денудации пластовый уровень «первичного» залегания вулканогенной толщи, сохранивший как было сказано, одинаковой свою мощность как под лавами, так и на свободных от лав пространствах.

На склонах Гегамского, Варденисского, Сюникского и др. вулканических нагорий денудационные уровни срезают различные слои указан-

ной вулканогенной толщи, устанавливая тем самым характер деформаций разнотипных глыбовых структур в неотектоническом этапе. Образование лестниц нельзя увязывать только с перерывами или замедлениями в процессе воздымания нагорий.

Характерно, что высоко расположенные (2800—3000 м) — при этом обычно самые широкие (что уже ставит под сомнение точку зрения об их генезисе, как предгорных лестниц) уровни в ряде случаев являются экзарационными, соответствующими по возрасту среднечетвертичному горнопокровному оледенению.

Уровни ледниковой денудации врезаны в серию разновозрастных лав, а также подстилающие их рыхлообломочные слои вохчабердской толщи. В других случаях описанные широкие уровни являются забронированными мио-плиоценовыми эффузивами — древними остаточными поверхностями.

На склонах нагорий уровни денудации, срезающие слои вохчабердской толщи, местами забронированы молодыми лавами, которые однако, имея ступенчатое строение, сохраняют унаследованные черты долавовых деформированных поверхностей выравнивания, выработанных не только в миоплиоценовых туфобрекчиях, но и в породах слагающего нагорье субстрата.

Важным «маркирующим репером», устанавливающим характер и амплитуды послеплиоценовых деформаций, могут служить останцевые острова эффузивов, покровных андезитов средне-верхнеплиоценового возраста, расположенных на различных по типу морфоструктурах.

Андезитовые покровы, находясь в некотором эрозионно-тектоническом несогласии с подстилающей вохчабердской толщей, однако располагаются в общем структурном плане совместно с указанной толщей, составляя с ней единый комплекс вулканических денудационных типов рельефа, подверженных преимущественно дизъюнктивным деформациям.

Последующие верхнеплиоцен-четвертичные тектонические движения, сопровождаемые интенсивным врезанием речных долин в склоны гор, привели к сокращению в пространственном отношении и разобщению андезитовой брони на отдельные острова.

Положение останцевых островов, покрытых эффузивами вулканического нагорья, может служить маркирующим репером для выяснения неотектонических движений и истории постплиоценового развития. Так, на ряде участков, благодаря наличию защитной брони андезитов, субстрат представлен инверсионными формами рельефа — ограниченными сбросами синклинальными горными массивами (г. Лалвар, массив Барбот в бассейне р. Марц, г. Кетуз в бассейне р. Веди и др.).

На самых крайних краевых участках языки плиоценовых эффузивов приурочены к моноклиналим склонам древних куэст.

Антиклинальные или горст-антиклинальные участки структурного палеорельефа, не покрытые лавами, подверглись интенсивной эрозии. На их месте образованы интенсивно расчлененные речные долины, глубоко вдающиеся в вулканическое нагорье благодаря регрессивной эрозии.

В ненарушенных сбросами морфоструктурах можно проследить продолжение Малокавказских тектонических структур и срезающих их денудационных поверхностей под лавовыми покровами вулканического нагорья. Однако, на стыках различных морфоструктур, отмеченных обновлением глубинных нарушений или возникновением новых, расположенных обычно поперечно или диагонально к глубинным разломам, фиксируются большие разности отметок подошвы вохчабердской свиты — сармат-предмеотического деформированного пенеплена, вскрытой в разрезах склонов Гегамского, Варденисского и др. вулканических нагорий или обнаруженной буровыми скважинами на предгорных плато (Егвардском, Котайкском, Ераблурском и др.).

Значительные разности отметок отмечаются также между андезитовыми покровами и отделенными от них останцевыми островками. Отмеченные разности отметок служат «маркирующими» реперами, устанавливающими характер и амплитуду послемiocеновых (в случае обнаружения подошвы вохчабердской свиты), или послеплиоценовых (при наличии только лишь андезитовых покровов) — относительных движений различных по типу морфоструктур.

В собственно вулканическом нагорье новейшие тектонические движения выявляются палеоморфологическим анализом тектоно-вулканических массивов (Арагаца, Джавахетского, Гегамского, Варденисского и др.). Эти нагорья отличаются гетерогенным строением, хотя перекрывающий их чехол плиоцен-четвертичных лав придает им форму «сводов».

Погребенный под лавами стык различных структурно-фациальных (морфоструктурных) комплексов и их тектонические движения по омоложенным нарушениям типа надвигов, выявляются также по асимметричному строению тектоно-вулканических массивов, опрокидывающих вулканический свод на глубоко погруженную структуру (Арагац, Гукасянские горы).

Четвертичные эрозионно-денудационные поверхности на собственно вулканическом нагорье выявляются по характеру развития лавовых покровов и потоков, которые в отличие от предыдущих, подверженных денудации эффузивов, представлены почти исключительно вложенными в долины вулканическими аккумулятивными формами.

По всему Армянскому вулканическому нагорью можно выделить три комплекса четвертичных лав и «циклов» эрозионно-денудационных поверхностей:

1. нижнечетвертичные и нижнесреднечетвертичные (дорисские) лавовые покровы;
2. среднечетвертичные (послерисские) лавовые потоки;
3. верхнечетвертичные и голоценовые лавовые потоки.

**Нижнечетвертичные лавы** развиты совместно с плиоценовыми андезитами на водораздельных плато. На склонах вулканических массивов они занимают широкие пологосклонные древние долины, расположен-

ные на современных междуречных водораздельных плато. В ряде случаев бассейны верховьев погребенных долин расположены за пределами современных водоразделов вулканических нагорий и плато.

В области привершинных плато вулканических нагорий эти лавы подвержены значительной денудации, особенно экзарации среднечетвертичного (рисс) горно-покровного оледенения. В лавы врезаны в среднем три экзарационные ступени и котловины выпахивания, расположенные на абсолютных отметках от 3300 до 2600 м. Ниже этих участков указанные лавы во многих местах перекрыты моренами, которые спускаются до отметок 2100—2200 м.

Среднечетвертичные (послерисские) лавы заливают глубокие долины, выработанные в породах субстрата вулканических нагорий — мела, палеогена (Варденисское нагорье), неогена (Гегамское, Сюникское нагорья) и нередко в эффузивах предыдущих излияний. Древние долины приурочены к тектоническим (сбросовым) и литологическим контактам, иногда — куэстам. Стратиграфическим критерием для выделения этой серии лав служит наличие в подстилающих лавы слоях размытых моренных и флювиогляциальных отложений рисского (горно-покровного) оледенения, вскрывающихся в эрозионных врезках.

На участках стыка вулканических нагорий и вскрытых эрозией складчато-глыбовых структур внутренних зон Малого Кавказа — бассейны р.р. Азат, Арпа, Воротан, Нахичеван-чай и др. — среднечетвертичные лавы имеют форму лавовых языков, расположенных на современных водоразделах, в виде инверсионных лавовых плато, простирающихся обычно диагонально или поперечно к тектоническим структурам.

Нижнечетвертичные лавы в этой зоне развиты отдельными разрозненными островками на водоразделах, отделяющихся от вулканических нагорий горных отрогов. Таким образом, повторяется аналогичная картина морфологии окаймляющих вулканическое нагорье внешних зон Малого Кавказа. Однако, она характерна не для нижне-среднеплиоценовых (как это наблюдается на внешней зоне), а для среднечетвертичных эффузивов. Интенсивный темп глубинной регрессивной эрозии и, вообще, интенсивное расчленение этой, внутренней, зоны Малого Кавказа вызвано близостью базиса эрозии — долины р. Аракс, и более активными тектоническими подвижками древнего глыбового субстрата, перекрытого палеоген-неогеновыми отложениями.

Верхнечетвертичные и голоценовые лавовые потоки выделяются рельефно. Лавовые потоки этой серии часто вложены в современные речные долины, каньоны и трог в виде узких долинных языков. Нередко они образуют маломощные ступенчатые покровы на склонах и предгорьях вулканических нагорий, где они перекрывают морены и флювиогляциальные отложения последнего (вюрмского) оледенения, или денудационные ступени — террасы.

На вулканических нагорьях, кроме описанных разновозрастных погребенных или «откопанных» деформированных денудационных ступеней и врезанных в них разновозрастных эрозионных долин, залитых четвер-

тичными лавами, прослеживается довольно хорошо развитая система, преимущественно взаимно параллельных, урвней выравнивания—урвней лестниц. Как было сказано, образование указанных поверхностей выравнивания не всегда может указывать на прерывисто-восходящее развитие гор. Для характеристики генезиса и развития этих урвней, кроме геоморфологических, необходимо иметь структурно-тектонические, фациально-стратиграфические показатели. При отсутствии таковых, образование указанных поверхностей выравнивания может получить свое удовлетворительное объяснение переменноритмическим действием экзогенных сил в результате изменения общеклиматических условий (Г. Шнейтцер, 1932, 1951; Я. С. Эдельштейн, 1938).

Доказано, что Армянское вулканическое нагорье в четвертичный период подверглось трех-, может быть, четырехкратному оледенению. Очевидно, упомянутые смены климатических условий отразились на морфологии склонов гор.

И, действительно, литолого-фациальный анализ верхнеплиоцен-четвертичных предгорных отложений указывает на то, что последние образовались в основном за счет «разъедания» склонов хребтов и образования предгорных лестниц.

Пыльцевой и споровый анализы кернового материала из ряда скважин, пробуренных в указанных предгорных переслаивающихся отложениях типа моласс из береговой полосы оз. Севан, установили в вертикальном разрезе частую смену флористических комплексов, от сухолюбивых к влаголюбивым, от лесных массивов различных типов до ксерофитных редколесий и степных, полупустынных трав.

Таким образом, в геоморфологическом отношении верхнеплиоцен-четвертичный этап характеризуется, как этап развития склонов, сокращения площади унаследованных с верхнего миоцена и деформированных в плиоцене пенепленизированных пространств и оформления многоярусного горного ландшафта.

Ереванский государственный  
университет

Поступила 22.IV.1967.

Ս. Պ. ԲԱՎՅԱՆ

ՀԱՐԹԵՑՄԱՆ ՄԱԿԵՐԵՎՈՒՅԹՆԵՐԸ ՈՐՊԵՍ ԵՈՐԱԳՈՒՅՆ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ  
ՇԱՐԺՈՒՄՆԵՐԻ ԲՆՈՐՈՇՄԱՆ ԶԱՓԱՆԻՇՆԵՐ՝ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԲԱՐՁՐԱՎԱՆԴԱԿՈՒՄ

Ա. մ. փ. ո. փ. ո. մ.

Հեղինակը գտնում է, որ վերջին ժամանակներս շեմորֆոլոգիայի մեջ լայն օգտագործում ստացած «հարթեցման մակերևույթ» համընդհանուր նշանակության տերմինը չի համապատասխանում գիտության արդի զարգացմանը, որ անհրաժեշտ է հատկապես լեռնային շրջաններում տարածված մակերևույթները տարբերակել ըստ իրենց ծագումնային առանձնահատկությունների: Դա հնարավորություն կստեղծի բացահայտել տեկտոնական կառուցվածքների նորագույն շարժումների տիպերը, տեմպը և տեղականությունը:

Առաջարկվում է օգտագործել նախկինում լայն կիրառում դտած տերմինները և հասկացողությունները որոշակի նոր մեկնաբանումներով:

Լեռնային երկրներն պենեպլեն անվան տակ հասկացվում է հնագույն դենուդացիոն հարթությունները, որոնք ենթարկվել են տեկտոնական տեղաշարժերի և էրոզիոն մասնատման: Սրանք կարող են գտնվել նաև տարբեր հասակի նստվածքների տակ և հայտնաբերվել լեռների էրոզիոն կտրվածքներում: Բոլոր դեպքերում այս տիպի դենուդացիոն հարթությունները պետք է կոչվեն պենեպլեն: Պենեպլենը ներկայացնում է իրենից տեկտոնա-ստրատիգրաֆիական ցուցանիշ՝ ունենալով, տվյալ շրջանի ռելիեֆի զարգացման պատմության բոլոր էտապների համար:

Որոշ դեպքերում լեռնային պենեպլեն կարող են կոչվել լեռների ջրբաժաններում տարածված «սկզբնային» կամ «նախնական» հարթությունները: «Սկզբնային» հարթությունն իր ծագմամբ բացի դենուդացիոն լինելուց կարող է լինել նաև «սկզբնային շերտային հարթություն»: Վերջինս ենթարկվելով տեկտոնական բարձրացումների և էրոզիոն մասնատման կազմում է ներկայիս ջրբաժանային պլատոները որպես «նախնական նստվածքային-շերտային հարթություն»: Սրա տիպիկ օրինակն են սինկլինալային կառուցվածքի լեռնազանգվածների վրա գտնվող նստվածքային հարթությունները:

Ընդհանուր առմամբ ջրբաժանային, տարբեր ծագման, դենուդացիոն կամ սկզբնային նստվածքային հարթությունները դիտվում են որպես հնագույն ռելիեֆի մնացորդային (ռելիկտային) էլեմենտներ: Նրանց հիպոտեզային տեղադրման և դիրքադրման բնույթը սերտ կերպով կապված է կոնսոլիդացված հիմքի երկրաբանական կառուցվածքները (կամ մորֆոտրակտուրաները) անջատող խզումների վերակենդանացման կամ առհասարակ, բեկորային բնույթի տեղաշարժերի հետ:

Նախալեռնային դենուդացիոն աստիճանները կամ բուն հարթեցման մակերևույթները առաջանում են ոչ միայն լեռների թռիչքածեղարգացման, այլև կլիմայական ռիթմիկ փոփոխությունների և այլ պրոցեսների հետևանքով: Այս տիպի մակերևույթները սկզբունքորեն տարբերվում են լեռնային պենեպլենների (կամ սկզբնային հարթությունների) մնացորդներից բաղկացած աստիճաններից:

Նախալեռնային երիտասարդ մոլասային նստվածքների ֆացիալ անալիզը ցույց է տալիս, որ վերջիններս առաջացել են միմիայն ի հաշիվ լեռնալանջերի էրոզիոն-դենուդացիոն մշակման: Այլ կերպ ասած, հարթեցման մակերևույթները կամ նախալեռնային աստիճանները մեծ մասամբ երիտասարդ, պլիոցեն-չորրորդական հասակի գոյացումներ են:

Հայկական հրաբխային բարձրավանդակում և Փոքր Կովկասում տարածված մակերևույթների ստրուկտուր-գեոմորֆոլոգիական վերլուծությամբ հիմնավորվում է հողվածում առաջ քաշված դրույթները, բացահայտվում տարբեր ծագման՝ դենուդացիոն և կուտակումնային մակերևույթների զարգացման պատմությունը, կապված նորագույն տեկտոնական շարժումների և հրաբխականության հետ:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бальян С. П. Морфологический анализ новейших тектонических движений Армении. Мат. всесоюзн. совещ. по изуч. четвертич. периода, т. II. Изд. АН СССР. М., 1961.
2. Бальян С. П. Морфологический анализ строения Армянского нагорья. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, XVIII, 3—4, 1965.
3. Борисович Д. В. Поверхность выравнивания Среднего и южного Урала и условия их формирования. «Вопросы географии», сб. 36, 1954.
4. Варсанюфьева В. А. К вопросу о наличии древних денудационных поверхностей или «поверхностей выравнивания» на северном Урале. «Землеведение», т. II, 1948.
5. Девис В. М. Геоморфологические очерки. ИЛ, 1962.
6. Думитрашко Н. В. О пенепах Малого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геолог., № 3, 1950.
7. Думитрашко Н. В. О генезисе поверхностей выравнивания. «Вопросы географии», сб. 36, 1954.
8. Личков Б. А. О горных денудационных поверхностях и их происхождении. Изв. Всесоюзн. Географ. об-ва, № 4, 1945.
9. Марков К. К. О горных денудационных поверхностях и их происхождении. Вопросы географии. сб. 3, 1947.
10. Мещеряков Ю. А. О полигенетических поверхностях выравнивания. Изв. АН СССР, серия геогр., № 1, 1958.
11. Панов Д. Г. Общая геоморфология, М., 1966.
12. Пенк В. Морфологический анализ. Географгиз, М., 1961.
13. Шульц С. С. Анализ рельефа и новейшей тектоники Тянь-Шаня. М., 1948.
14. Эдельштейн Я. С. Основы геоморфологии. М., 1938.

Л. А. ГРИГОРЯН, Г. Б. АРАКЕЛЯН, П. М. КАПЛЯНИ

## ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПРИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ ПО ВТОРИЧНЫМ ОРЕОЛАМ РАССЕЯНИЯ

(на примере междуречья Дебед-Агстев)

Каждый геохимический ландшафт характеризуется особыми условиями образования вторичных ореолов рассеяния вокруг месторождений полезных ископаемых и своими «фоновыми» содержаниями элементов в почвах, породах, организмах. Поэтому методика геохимических поисков должна быть дифференцирована применительно к отдельным геохимическим ландшафтам.

Изученная нами территория площадью в 300 км<sup>2</sup> сложена разнообразными по возрасту и составу породами, обладающими различными фоновыми содержаниями искоемых компонентов.

Месторождения и рудопроявления меди и полиметаллов располагаются в различных биоклиматических зонах, включающих: горные степи, субальпийские луга, умеренно-влажные леса, сухие леса и кустарники. Естественно, что в подобных условиях весьма актуальной задачей является выбор наиболее рационального комплекса геохимических поисков.

В основу предлагаемого нами районирования положен принцип, предложенный А. И. Перельманом (1961). Сущность его заключается в анализе биоклиматических, рельефно-морфологических и геолого-литологических условий с учетом класса водной миграции элементов и соединений.

Типы ландшафта выделяются по биоклиматическому признаку. В пределах типа выделяются классы по водной миграции элементов. В пределах класса — роды по рельефу и виды по геологическому строению.

Всего, таким образом, на данной территории в масштабе 1 : 25 000 было выделено 15 геохимических ландшафтов, каждый из которых характеризуется присущими ему общими геохимическими показателями и определенными фоновыми содержаниями металлов-индикаторов в коре выветривания, почвах, водах, растениях.

На базе этого районирования, а также специфики рудоносности территории были разработаны основы для поисков меди применительно к различным ландшафтам и установлен рациональный комплекс поисковых методов на данном участке с выделением ведущего метода.

Ниже приводится характеристика и общие геохимические показатели выделенных районов.

## I. Сухие горные степи, развитые на горно-каштановых почвах

## А. Кальциевый класс водной миграции

а. В условиях интенсивно расчлененных средних гор, сложенных известняками и мергелями кампан-маастрихта.

Северный склон Иджеванского хребта (верховья ручьев Нобелян, Соух и Тойдолян) (табл. 1).

Таблица 1

Сухие горные степи, развитые на горно-каштановых почвах

Рельеф	Геологическое строение		
	Известняки и мергели кампан-маастрихта	Вулканогенные образования юры и интрузивные породы	Вулканогенно-осадочные породы
Слабо расчлененный 1500— 2000 м	—	Северный склон Иджеванского хребта (ниже известняков кампан-маастрихта). Кальциево-натриевый класс водной миграции	Северный склон Иджеванского хребта (ниже известняков кампан-маастрихта). Кальциево-натриевый класс водной миграции
Интенсивно расчлененный 2000— 2500 м	Северный склон Иджеванского хребта (верховья ручьев; Нобелян, Тойдолян и Соух). Кальциевый класс водной миграции	—	—

Характеризуется как типичная сухая горная степь. Большое содержание углекислого кальция в материнских породах создает избыток его и в зоне гипергенеза. Ландшафт молодой и связь гипергенных процессов с литологическим составом пород очевидна. Рыхлая кора выветривания очень маломощна и представлена трухляком. Мощность почвенного покрова не превышает 35—40 см. Растительный покров скуден.

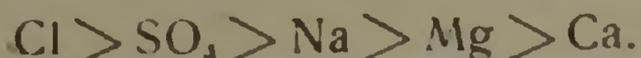
Класс водной миграции, при наличии слабощелочных условий (рН почв и грунтовых вод 7,5—8,0) и окислительной обстановки—кальциевый.

В результате сопоставления валового анализа известняков, образовавшихся на них почв и дренирующих данный ландшафт вод, отмечается значительное увеличение в почве и коре выветривания алюминия и железа. Менее интенсивно, но также накапливаются марганец, кремний и титан.

Сокращаются содержания кальция и натрия.

Высокое содержание калия носит явно выраженный биогенный характер.

Ряды миграции элементов имеют следующий вид:



Аккумуляция элементов в коре выветривания и почвах представлена рядом:  $Al > Fe > SiO_2$ .

Относительно низкая миграционная способность кальция обусловливается избытком его во вмещающих породах и чрезвычайно активным воздействием последних на формирование этого молодого ландшафта. Принимая во внимание широкое обызвесткование продуктов вторичного образования, кальций можно считать типоморфным элементом данного ландшафта.

Распределение металлов по профилю почвенного покрова происходит с увеличением их в верхних частях разреза, причем наибольшая аккумуляция наблюдается у меди, затем у свинца и железа (фиг. 1).

Наиболее рациональными методами поисков в подобных условиях являются: почвенно-гидрохимическая съемка и почвенная металлометрия с глубиной отбора проб до 10 см.

Фоновые содержания меди в почвах и коре выветривания, в силу вышеуказанной аккумуляции, несколько завышены и равны 0,0078\*. Отсутствие меди в водах легко объясняется высокими значениями рН растворов и насыщенностью последних углекислым кальцием, в присутствии которого медь выпадает из раствора. Гидрогеохимическая съемка в данных условиях не перспективна.

#### Б. Кальцево-натриевый класс водной миграции

а. В условиях слабо расчлененных средних гор, сложенных вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями юры.

Северный склон Иджеванского хребта (ниже известняков кампан-маастрихта) (табл. 1).

В биоклиматическом отношении — это сухая горная степь, развитая на коричневых лесных остепненных почвах.

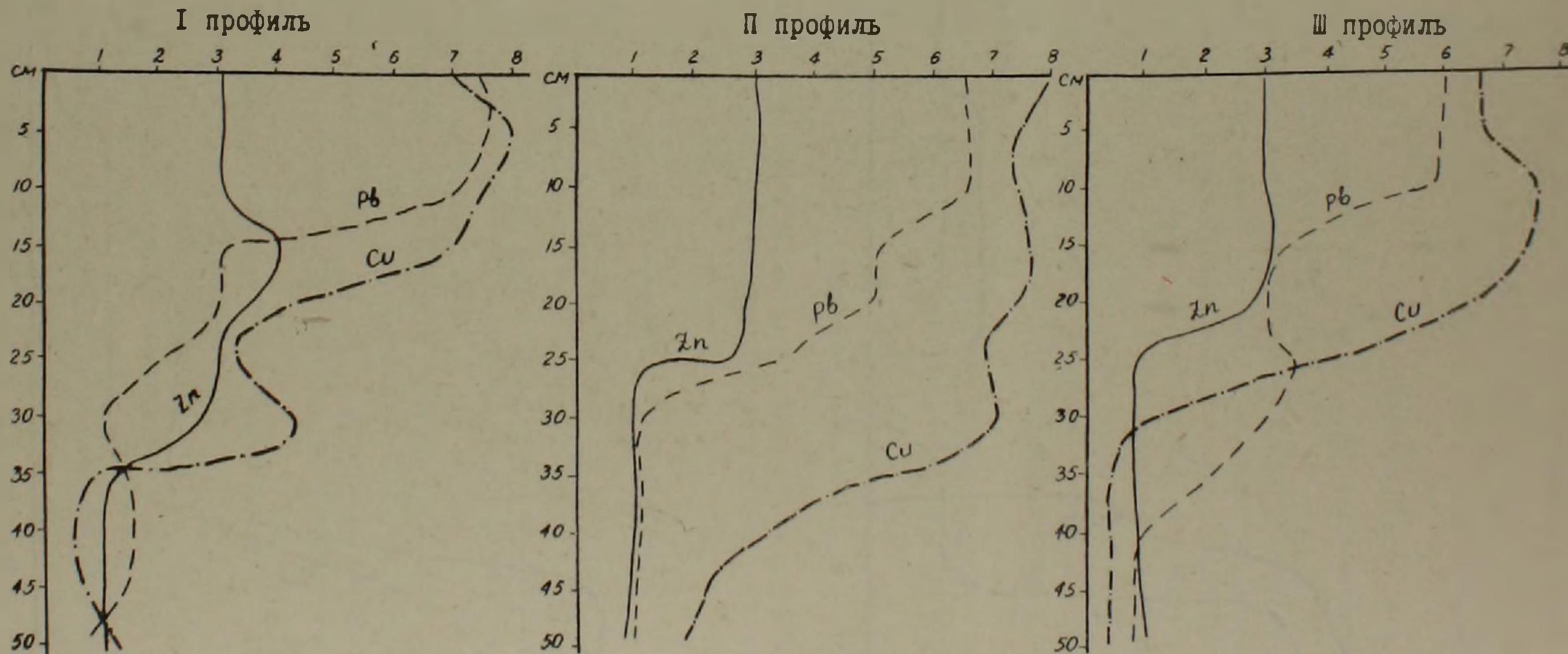
На склонах отсутствуют поверхности выравнивания и висячие долины. Рельеф молодой, эрозионный.

Здесь также наблюдается непосредственная связь гипергенных процессов с литологическим составом пород. Корка выветрелых пород очень маломощна и представлена рыхлым трухляком.

Класс водной миграции, при наличии слабощелочных условий (рН почв и грунтовых вод 7,5—8,0) и окислительной обстановки — кальцево-натриевый.

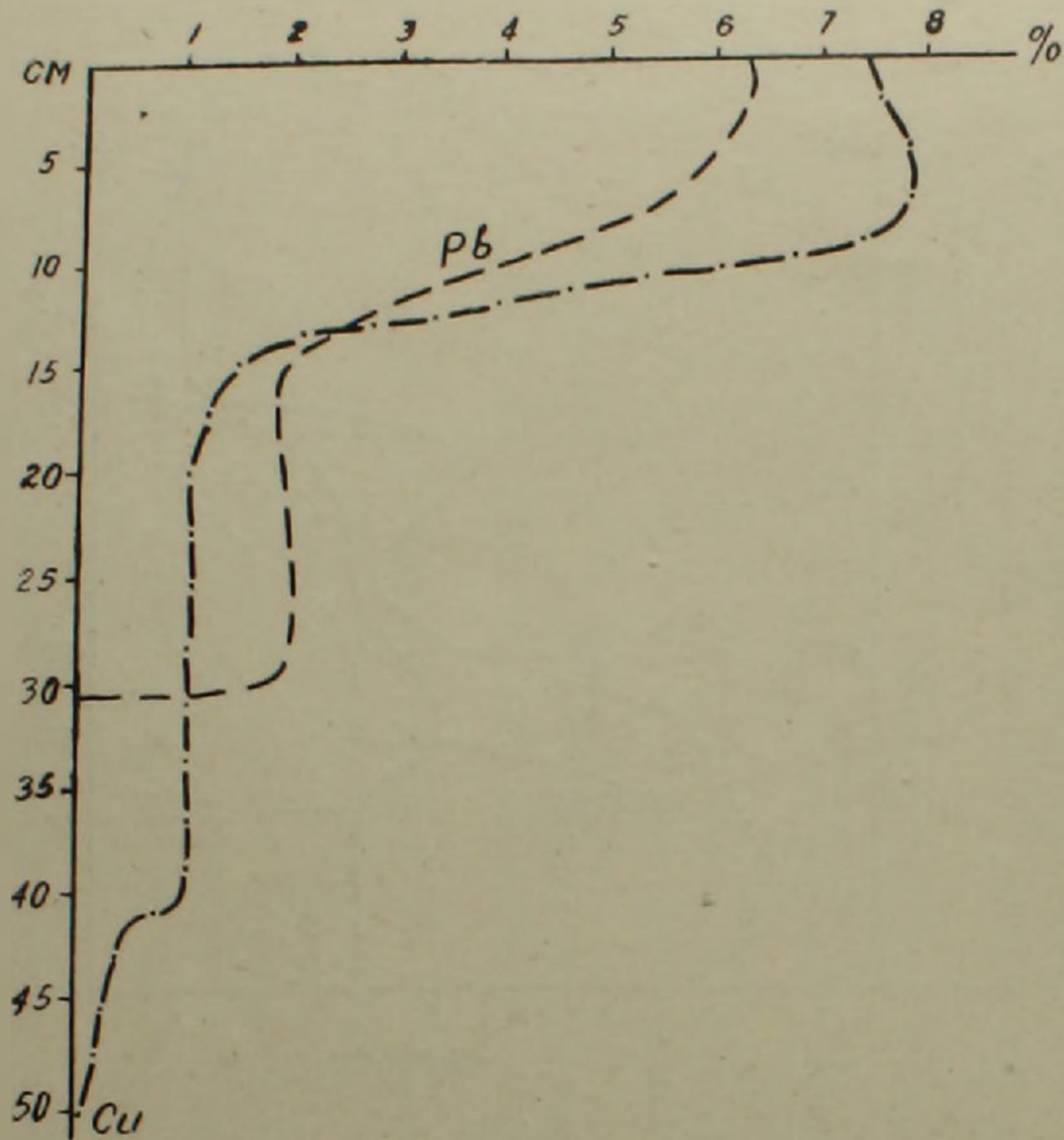
При сопоставлении валового анализа туфобрекчий, являющихся основной материнской породой, почв и дренирующих данный ландшафт вод, отмечается значительное увеличение в почве и коре выветривания алюминия, титана, железа и марганца. Тенденцию к накоплению имеют также кремний и, частично, магний. Резко сокращаются содержания кальция и натрия. Увеличение содержания калия носят, как и в предыдущем случае, биогенный характер.

\* Данные по фоновым содержаниям меди в почвах и породах заимствованы из работы Л. А. Григоряна.

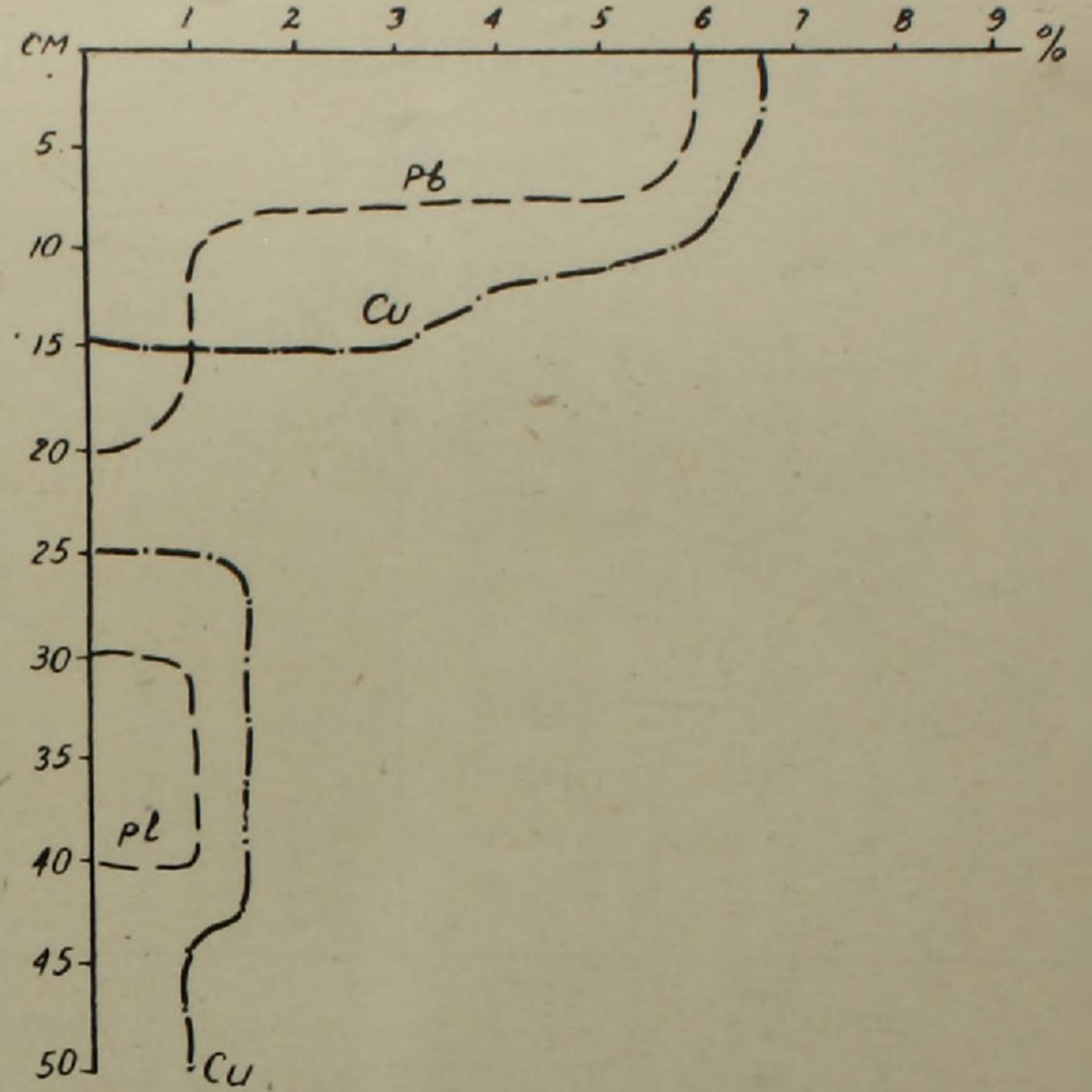


фиг. 1. Распределение металлов по профилям горно-каштановых карбонатных почв в п. 10-3.

Профиль I

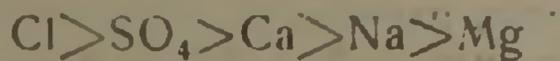


Профиль II

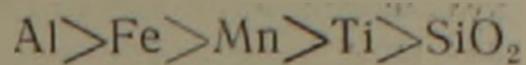


Фиг. 2. Распределение металлов по профилю коричневых лесных остепненных почв в п.  $10^{-3}$ .

Миграция элементов представлена следующим рядом:



Аккумуляция элементов в коре выветривания и почвах представлена рядом:



В почвенном покрове отмечается вынос карбонатов. На поверхности почв видны следы обызвесткования.

Распределение металлов по профилю почвенного покрова проходит с резким увеличением их в верхней части разреза. Начиная с 10—15 см от поверхности, содержания резко уменьшаются (фиг. 2).

Наибольшей аккумуляцией характеризуются медь и свинец. Фоновые содержания меди в почвах и коре выветривания также как и в предыдущем случае несколько завышены и равны 0,074 %.

Наиболее рациональной в подобных условиях является почвенная металлотрия и почвенно-гидрохимическая съемка с глубиной отбора проб до 10 см.

Гидрогеохимическая съемка в условиях данного ландшафта также не перспективна из-за насыщенности растворов углекислым кальцием.

## II. Сухие леса и кустарники, развитые на горно-лесных коричневых почвах

В силу однотипности геолого-литологических разностей пород, слагающих данный тип ландшафта, здесь по классу водной миграции выделяется только:

### А. Кальциевый класс водной миграции

а. В условиях слабо расчлененных средних гор, сложенных вулканогенными образованиями юры и интрузивными породами.

Правый и, частично, левый борт ручья Хач-ахпюр.

б. В условиях слабо расчлененных средних гор, сложенных вулканогенно-осадочными породами.

Правый борт ручья Карахан (северный и южный склоны г. Яных).

в. В условиях слабо холмистых сглаженных гор, сложенных вулканогенными образованиями юры и интрузивными породами.

Правый борт среднего течения р. Агбуга (в 2-х км к северу от г. Далик).

г. В условиях слабо холмистого сглаженного рельефа, сложенного вулканогенно-осадочными породами юры.

Правый борт среднего течения р. Агбуга (табл. 2).

Все перечисленные виды геохимических ландшафтов характеризуются одним классом водной миграции — кальциевым.

Гипергенные процессы здесь имеют одинаковую направленность и интенсивность. Поэтому и геохимическая характеристика этих ландшафтов приводится общая.

Таблица 2

Сухие леса и кустарники, развитые на горно-лесных коричневых почвах  
(кальциевый класс водной миграции)

Рельеф	Геологическое строение	
	вулканогенные образования юры и интрузивные породы	вулканогенно-осадочные породы
Слабо холмистый сглаженный 1500—2000 м	Среднее течение р. Агбуга (правый борт в 2 км к северу от г. Далик)	Среднее течение р. Агбуга (правый борт в 2 км к северу от г. Далик)
Слабо расчлененный 1500—2000 м	Правый борт ручья Хач-ахпюр	Правый борт ручья Карахан (северный и южный склоны г. Яных)

Тощая корка выветрелых пород, подстилающая почвы, характеризуется слабым обызвесткованием (видны налеты и прожилки карбоната кальция).

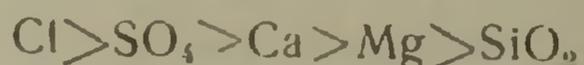
Растительный покров представлен в основном кустарником, карликовым грабом и дубом.

Воды — гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией до 330 мг/л. Класс водной миграции — при наличии слабощелочных условий развития почв и грунтовых вод и окислительной обстановки — кальциевый.

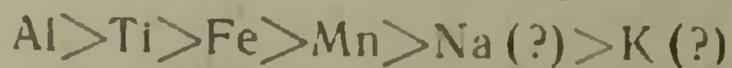
При сопоставлении валового состава кварцевых плагиопорфиров, продуктов их выветривания и почв, развитых на них, и хим. состава вод, дренирующих данный ландшафт, отмечается интенсивное накопление алюминия и титана, а также существенное увеличение содержаний железа и марганца. В почве, по отношению к коре выветрелых пород, резко сокращаются содержания кальция и магния. Это, по-видимому, объясняется тем, что кальций и магний с поверхности почвенного покрова вымываются в нижние горизонты, образуя карбонатный горизонт.

Значительно уменьшается в почве и содержание кремния. Необъяснимым и, на наш взгляд, парадоксальным является увеличение в почвенном покрове содержаний калия и натрия. Если предположить, что увеличение калия носит биогенный характер, то содержание натрия должно было сократиться. Либо это ошибка анализа, либо процесс, объяснение которому мы не нашли.

Таким образом, миграция представлена следующим рядом:



Аккумуляция элементов имеет следующую последовательность:



В пределах горизонта вмывания карбонатов отмечается повышение содержаний тяжелых металлов, осажденных углекислым кальцием.

В почвенном профиле резко увеличивается содержание металлов в карбонатном горизонте (20 см от поверхности). Выше по разрезу содер-

жания уменьшаются, оставаясь, однако, в полтора раза выше фоновых содержаний таковых в исходной породе (содержание меди в кварцплагиопорфирах—0,0034 %).

Как и в предыдущих случаях, наибольшей аккумуляцией характеризуются медь и свинец. В этом же горизонте весьма значительны и содержания железа и марганца, образующие гидроокислы этих элементов (фиг. 3).

Наиболее рациональными в подобных условиях являются: металлометрия по открытым потокам рассеяния (метод донных осадков) и почвенная металлометрия с глубиной отбора проб 20 см. Возможно и применение почвенно-гидрохимической съемки. Однако, при постановке всех вышеуказанных методов поисков следует принимать во внимание, что содержания элементов и, в первую очередь, меди будут несколько завышены (в среднем в два раза против содержаний этих элементов в исходной породе).

Дополняющим методом может служить и гидрогеохимия. Любые содержания меди в водах могут считаться аномальными. Возможности биогеохимического метода для данного типа ландшафта изучены слабо.

### III. Умеренно-влажные леса, развитые на горно-лесных бурых почвах

#### А. Кальциевый класс водной миграции

а. В условиях слабо расчлененных средних гор, сложенных вулканогенными образованиями юры.

Среднее течение р. Сарнахпюр.

Таблица 3

Умеренно-влажные леса, развитые на горно-лесных бурых почвах  
(кальциевый класс водной миграции)

Рельеф	Геологическое строение	
	аллювиально-делювиальные отложения	вулканогенные образования юры и интрузивные породы
Слабо холмистый сглаженный 1500—2000 м	—	Правый борт ручья Хач-ахпюр, напротив Карнута, междуречье Тойдолян и Соух, к северу от р. Соух, к северу от г. Сарнахпюр
Слабо расчлененный 1500—2000 м	—	Среднее течение р. Сарнахпюр
Речные долины и каньоны 1500—2000 м	Верховье и среднее течение рр. Карахан и Сарнахпюр и среднее течение р. Хач-ахпюр	

б. В условиях слабо холмистых сглаженных гор, сложенных вулканогенными образованиями юры.

1) Правый борт ручья Хач-ахпюр (междуречье Тойдолян—Сарнахпюр и восточнее).

2) К северу от г. Сарнахпюр.

3) Верховье и среднее течение р. Карахан.

в. В условиях речных долин и каньонов, еложенных аллювиально-делювиальными отложениями.

1) Верховья и среднее течение рр. Карахан и Сарнахпюр.

2) Среднее течение р. Хач-ахпюр (табл. 3).

Перечисленные виды геохимических ландшафтов имеют широкое распространение в пределах описываемой территории.

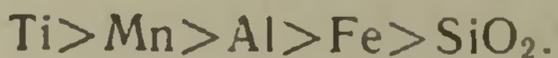
Развитие почвенного покрова происходит в слабо кислых и кислых условиях (рН верхних горизонтов почв составляет 6—6,2). Карбонатоз с поверхности нет. Класс водной миграции, при наличии нейтральных и слабокислых условий развития почвенного покрова — кальциевый. Обстановка, в которых протекают гипергенные процессы — резко окислительная.

Происходит интенсивное накопление титана, марганца, алюминия и железа. Чуть замедленнее, но также однозначно повышается содержание кремния. Повышение кальция в выветрелых породах сменяется резким обеднением его в верхних горизонтах почв. Примерно аналогично и поведение магния.

Миграция элементов в данном типе ландшафта представлена следующим рядом:



а аккумуляция:



Накопление металлов происходит в илювиальном карбонатном горизонте, расположенном на глубине 40—45 см от поверхности. Кверху содержания металлов уменьшаются, достигая минимума в интервале 5—15 см от поверхности (фиг. 4).

В пределах подстилки (0—5 см) в некоторых пробах содержание металлов увеличивается.

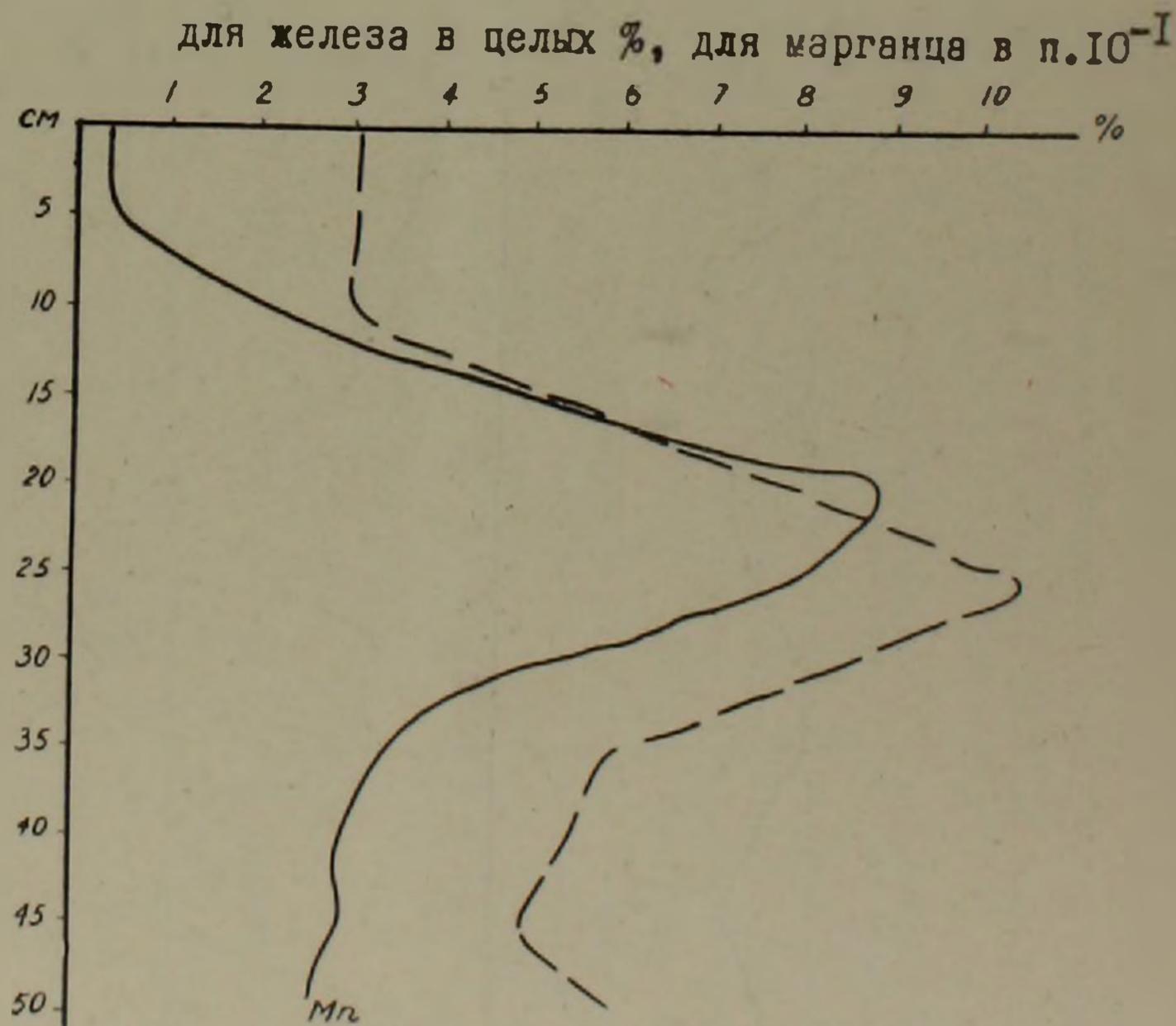
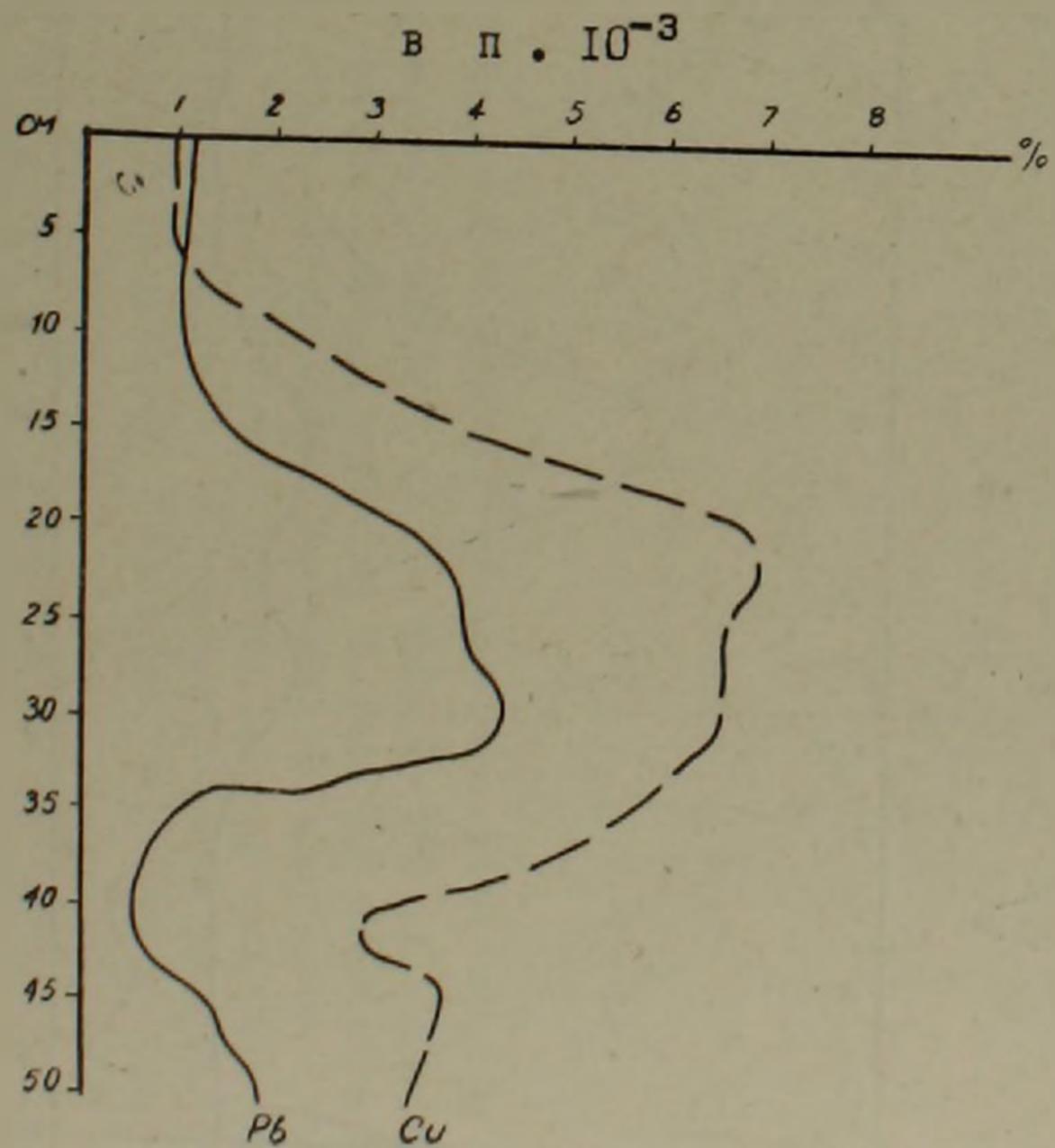
Подвижность металлов и вынос их из верхних горизонтов позволяет считать здесь наиболее перспективным видом геохимических поисков метод донных осадков. В силу значительной глубины илювиального горизонта металлотрия малоэффективна. В комплексе с методом донных осадков возможна постановка почвенно-гидрохимической съемки, в пределах горизонта до 5 см, и гидрогеохимии.

#### IV. Субальпийские луга, развитые на горно-луговых почвах

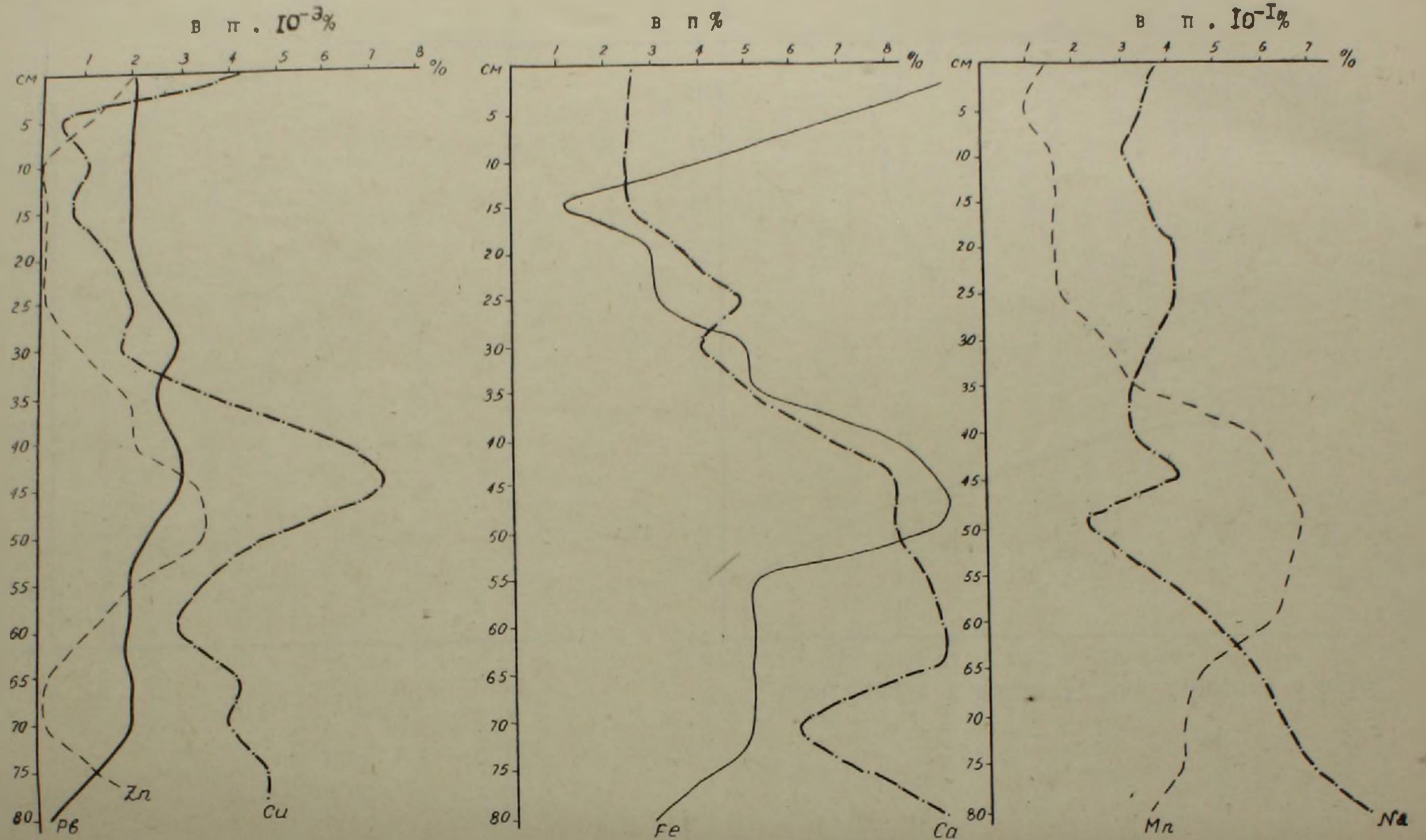
##### А. Кислый, переходящий к кальциевому класс водной миграции

В пределах данного типа выделяются четыре вида геохимического ландшафта, наиболее распространенные в данном районе.

Отмечается однотипность геолого-литологических и рельефно-морфологических условий (табл. 4).



Фиг. 3. Распределение металлов по профилю горно-лесных коричневых почв.

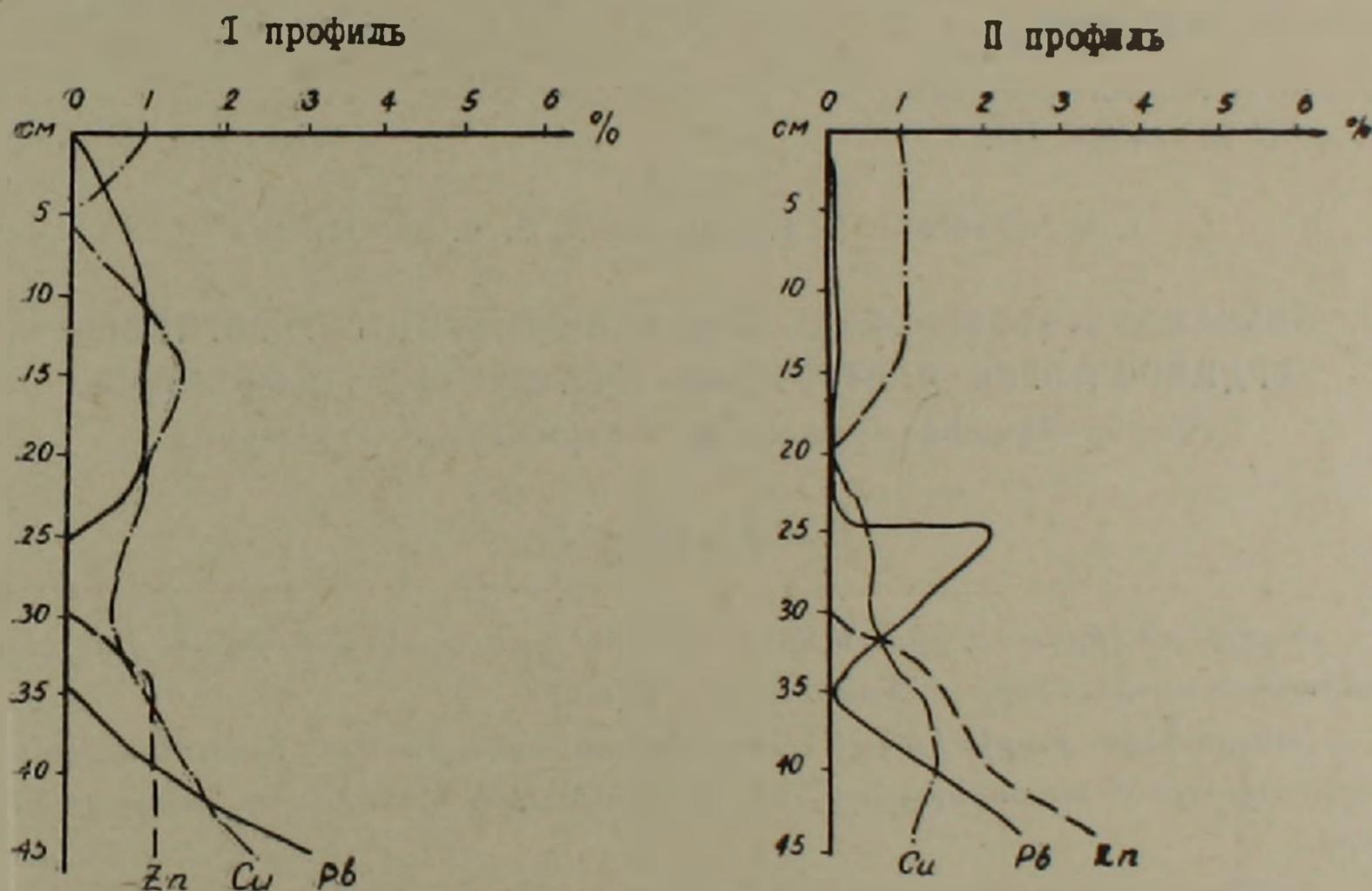


Фиг. 4. Распределение металлов по профилю горно-лесных бурых почв.

Таблица 4

Субальпийские луга, развитые на горно-луговых почвах (кислый, переходящий к кальциевому класс водной миграции)

Рельеф	Геологическое строение	
	вулканогенные образования куры и интрузивные породы	вулканогенно-осадочные породы
Слабо холмистый сглаженный 1500—2000 м	Район гг. Сарнахпюр, Гибрасаилых, Гилак, верховья ручья Агбуга ( $H^+ - Ca^{2+}$ )	Район сс. Сарнахпюр, Гибрасаилых, Гилак. Верховья ручья Агбуга ( $H^+ - Ca^{2+}$ )
Слабо расчлененный 1500—2000 м	Ср. течение р. Нобелян. Верховья ручья Хач-ахпюр. Восточные склоны гг. Тактамош и Толваилу. Район г. Кызыл и Далик. Восточные склоны г. Хач-ахпюр ( $H^+ - Ca^{2+}$ )	Ср. течение р. Нобелян. Верховья ручья Хач-ахпюр. Район г. Далик ( $H^+ - Ca^{2+}$ )



Фиг. 5. Распределение металлов по профилю горно-луговых почв в п.  $10^{-3}$ .

Развитие гипергенных процессов, протекающих под влиянием избытка органических кислот, происходит в слабокислой среде. Вследствие кислой реакции тяжелые металлы из почв вымываются либо в свободном состоянии, либо в комплексе с легкоподвижными соединениями. Класс водной миграции—кислый, переходящий к кальциевому. Непосредственно с поверхности преобладает кислая реакция. Постепенно с глубиной возрастает роль кальция.

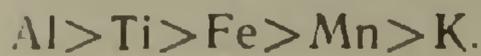
В нижних горизонтах последовательность миграции представлена следующим рядом:  $Cl > SO_4 > K > Na > Mg$ .

Аккумуляция протекает по схеме:  $Al > Ti > Fe > SiO_2 > Ca$ .

В верхних горизонтах почвенного покрова миграция элементов выражена рядом:



а аккумуляция:



Содержание металлов по почвенному профилю весьма низкое с небольшим увеличением в низах разреза (фиг. 5). Вследствие подвижности элементов и выноса их из почвенного горизонта наиболее перспективным можно считать метод донных осадков в сочетании с биогеохимией и, частично, почвенно-гидрохимической съемкой.

Возможности интерпретации гидрогеохимических аномалий несколько ограничены большим количеством воды, поступающей из атмосферы и разбавляющей концентрации искоемых рудных компонентов минерализации.

В результате проведенного районирования составлена карта рационального комплекса геохимических поисковых методов по вторичным ореолам рассеяния.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 9.11.1968..

Լ. Ա. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ, Գ. Բ. ԱՌԱՔԵԼՅԱՆ, Պ. Մ. ԿԱՊԵԼՅԱՆ

ԼԱՆԴՇԱՅՏԱ-ԳԵՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ՇՐՋԱՆԱՑՈՒՄ ՑՐՄԱՆ ԵՐԿՐՈՐԴԱՅԻՆ  
ՇՐՋԱՊՍԱԿՆԵՐՈՎ ԳԵՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ՈՐՈՆՈՒՄՆԵՐԻ ԸՆԹԱՑՔՈՒՄ  
(Դեբեդ-Աղստեվ միջագետքի տերիտորիայի օրինակով)

### Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածը նվիրված է ցրման երկրորդային շրջաօլսակների հիման վրա գեոքիմիական որոնումների մեթոդների մշակմանը:

Լանդշաֆտա-գեոքիմիական շրջանացման օգնությամբ ուսումնասիրված տերիտորիայում առանձնացվում են գեոքիմիական 4 հետևյալ լանդշաֆտները.

1) Չոր լեռնային տափաստաններ, որոնք զարգացած են լեռնաշղականակագույն հողերի վրա, 2) Չոր անտառներ և թփուտներ, զարգացած լեռնա-անտառային շագանակագույն հողերի վրա. 3) Խոնավ անտառներ, զարգացած լեռնա-անտառային գորշ հողերի վրա. 4) Ալպիական արոտավայրեր, զարգացած լեռնա-մարգագետնային հողերի վրա:

Ապարների, հողերի, թարմ և հողմնահարված տարբերակների և ջրերի զուգակցված անալիզների վերլուծման հիման վրա, առանձնացված յուրաքանչյուր լանդշաֆտային տիպի համար որոշվել են ջրի միզրացիայի կարգերը և սահմանվել են ապարներում, հողերում և ջրերում քիմիական տարրերի միզրացիայի և կուտակման շարքերը:

Վերը շարադրված նյութի վերլուծման հիման վրա առանձնացված յուրաքանչյուր լանդշաֆային տիպի համար առաջարկվում է գեոքիմիական որոնումների ամենից ավելի նպատակահարմար կոմպլեքսը, ցրման երկրորդական շրջապսակների օգնությամբ:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Красников В. И. Основы рациональной методики поисков рудных месторождений. Госгеолтехиздат, 1959.
2. Перельман А. И. Миграционная способность химических элементов в коре выветривания. Сб. «Кора выветривания», вып. 2. Изд. АН СССР, 1951.
3. Перельман А. И. Типоморфные элементы в ландшафте. Природа № 4, 1952.
4. Перельман А. И. Геохимия ландшафта. Географиздат, 1961.
5. Полюнов Б. Б. Геохимические ландшафты. Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Изд. АН СССР, 1946.

Л. А. АРУТЮНЯН, Б. М. МЕЛИКСЕТАН

## К ВОПРОСУ О ХАРАКТЕРЕ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ АРМ. ССР

Медно-молибденовая формация южной части Арм. ССР пространственно и генетически связана с гетерогенным полихронным Мегринским плутоном, в составе которого выделяются два многофазных интрузивных комплекса: раннеорогенный верхнеэоценовый габбро-монзонит-граносиенитовый (38—39 млн. лет) и позднеорогенный нижнемиоценовый гранит-гранодиоритовый (21—23 млн. лет). Каждый из них сопровождается двумя этапами внедрения жильно-магматических пород и двумя сериями гидротермальных медно-молибденовых и полиметаллических месторождений.

Интрузия порфировидных гранитоидов (площадь ок. 200 кв. км), судя по геолого-петрологическим и структурным особенностям, имеет гарполитообразную форму с небольшой вертикальной мощностью (3—5 км), особенно к западу от магмоподводящего канала (Таштунского разлома). Условия формирования интрузии гипабиссальные, не превышающие глубин 0,5—1 км. Максимальная глубина эрозионного среза порядка 2 км, при вертикальной обнаженности массива около 2,5 км.

Некоторые исследователи связывали медно-молибденовое оруденение с поздней фазой плутона — массивом порфировидных гранитоидов, другие с ее отдельными дифференциатами — штоками и дайками гранодиорит-порфиров и даже с аплитовидными гранитами. Отдельные исследователи, исходя из своих крайних концепций — с явлениями «монзонитизации», относя монзонитоиды к палеозою и др. Наиболее общепринятой являлась точка зрения о тесной связи оруденения с наиболее кислыми гранитоидами плутона в пространственной связи с дайками гранодиорит-порфиров, при этом материнским источником оруденения считался глубинный магматический очаг, в процессе дифференциации которого обособились и внедрились интрузии, дайки и рудоносные растворы.

Авторы на основании геохимических и экспериментальных исследований пытаются указанную проблему разрешить с количественной стороны. В целом интрузия порфировидных гранитоидов, с отклонением составов к адаметеллитам, характеризуется отчетливой геохимической специализацией на молибден (среднее содержание  $6 \cdot 10^{-4} \%$ ) и высоким содержанием летучих: бор—0,03%, хлор—0,03%, фтор—0,06%, сера—0,01%. Все породообразующие и акцессорные минералы «заражены» молибденом, причем биотит и титановые акцессории (сфен, ильменит, ру-

тил) характеризуются высокими содержаниями молибдена (0,03—0,05%). Широко развит в гранитоидах сингенетический акцессорный молибденит, на долю которого приходится одна треть от общего содержания молибдена в гранитоидах. В ходе дифференциации нижнемиоценового комплекса, параллельно с возрастанием содержаний калия и кремния, возрастает содержание молибдена и доля его, приходящаяся на молибденит.

Кроме того, отчетливо устанавливается в составе магматических, позднемагматических и постмагматических образований непрерывная минералого-геохимическая преемственность и взаимообусловленность. Таким образом, устанавливается не только тесная пространственная и временная, но и генетическая связь оруденения с нижнемиоценовым комплексом в целом. Однако, эти критерии оказываются недостаточными для однозначного решения проблемы.

Экспериментальные исследования по выносу молибдена из гранитных водонасыщенных расплавов дают возможность рассчитать минимальный объем гранитного тела, которое способно выделить данное количество молибдена. Принятая в основу расчета модель водонасыщенного гранитного расплава (уд. вес  $2,5 \text{ г/см}^3$ ) охарактеризована нами следующими параметрами:

1. Исходное содержание Мо в расплаве принято  $6 \cdot 10^{-4}\%$ , при этом, как установлено, при выносе не имеет место обеднение расплава металлом. Состав гранита и содержание Мо близки к таковым нижнемиоценового комплекса. 2. Температура  $1200^\circ$  характерна для жидкомагматической стадии, а минимальная  $t=700^\circ$  для условий, при которых значительная часть расплава могла быть закристаллизованной. 3. Расплав находится под давлением 3—4 тыс. атм., что соответствует глубинам

Таблица 1

Объемы гранитного расплава, способные выделить 1 млн. тонн молибдена при различных температурах

Температура отделения газовой фазы $^\circ\text{C}$	Макс. значения коэффициента распределения $\frac{C_{\text{газ}}}{C_{\text{расп.}}}$ Мо	Верхний предел концентрации Мо в отделяющейся газовой фазе в г/л	Общее количество воды, необходимое для выноса 1 млн. т. Мо в тоннах	Количество воды, сбрасываемое расплавом в %	Объем расплава, способного выделить 1 млн. т Мо в км <sup>3</sup>
1200	0,52	$3 \cdot 10^{-3}$	$3,3 \cdot 10^8$	5,5	22,6
900	0,27	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^8$	5,5	4400
700	0,13	$7,5 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^9$	7,0	7700

15—40 км; 4. Растворимость воды в гранитном расплаве при указанных давлениях не превышает 6,5% при  $t=1200-900^\circ$  и 8,0% при  $t=700^\circ$ . Величина сброса воды нами принята 5,5% при  $t=1200-900^\circ$  и 7% при  $t=700^\circ$ . 5. Расплав относительно обогащен Cl и F, что вдвое увеличивает количественные возможности выноса Мо. 6. Общее количество Мо, выне-

сенного из расплава, условно принимается в 7 млн. т. как минимальное.

Из расчетов следует, что магматическое тело порфировидных гранитов должно было иметь вертикальную мощность 11—38,5 км, что значительно превышает геологически вероятную максимальную величину. С этой точки зрения связывание крупных концентраций молибдена с конкретным телом порфировидных гранитов представляется малоубедительным, исключая мелкие проявления внутри интрузива. Речь может идти о связи крупных месторождений с крупными магматическими очагами (свыше 3000 км<sup>3</sup>), которые выделяли молибденоносные растворы, одновременно являясь материнскими для самой интрузии и дайковой серии. Представляется достаточно обоснованным, при рассмотрении проблемы генетической связи медно-молибденовых месторождений, выделение 2-х типов генетической связи: а) прямую — для небольших месторождений внутри интрузива (ранняя серия), связанную с локальными недолгоживущими очагами и б) «парагенетическую» — для крупных медно-молибденовых месторождений, ассоциированных с поздними дайками гранодиорит-порфиров, (поздняя серия), связанных с глубокими, долгоживущими очагами. Различие этих двух типов связи заключается в разрыве во времени локализации, совпадающей в первом случае с начальными этапами развития нижнемиоценового комплекса в камерах верхнего структурного яруса, а во втором с более глубокими (корневыми) частями значительно более крупных по размерам магматических очагов.

Полный текст статьи депонирован во ВИНТИ, № 368—68, деп. от 11 ноября 1968 г.

✓ Т. А. АВАКЯН

## МИКРОПАЛЕОБОТАНИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ДИАТОМИТОВ ДЖРАДЗОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Джрадзорское месторождение диатомитов находится в Арташатском районе Арм. ССР, в 5—6 км к югу от с. Гелайсор. Диатомитовая залежь имеет пластообразную форму, мощность ее достигает 7—8 м. Она налегает на туфопесчаники плиоцена и в ряде мест перекрывается четвертичными лавами.

Для диатомитового анализа были отобраны серии образцов по почти вертикальному разрезу залежи, обнаженной в карьере № 2 на полную ее мощность. Во всех образцах встречена богатая и разнообразная флора.

Всего было определено 100 видов диатомовых водорослей. Многие виды достигают массового развития и имеют значение породообразующих. Так в верхних горизонтах разреза породообразующими для диатомита являются *Stephanodiscus astraea* var. *minutulus*, *St. astraea* var. *intermedus* и в массе встречаются *Melosira granulata* var. *angustissima*, *Fragilaria brevisstrata*, *Fr. construens*, *Fr. lapponica* и др. В нижних частях разреза доминирующей становится *Sunedra acus* Kütz.

Экологический анализ показывает, что подавляющее большинство форм связано в своем развитии с пресными водами, откуда и можно заключить, что Джрадзорский бассейн представлял собой пресное озеро. Присутствие некоторых солоноводных форм, таких как *Fragilaria construens* var. *subsalina* Hust. и *Rhopalodia musculus* var. *mirabilis* Fricke и др. указывает на то, что в отдельных частях бассейна содержание растворенных солей заметно повышалось.

Присутствие значительного числа типичных обитателей эвтрофных водоемов и, главным образом, *Stephanodiscus astraea* var. *minutulus* свидетельствуют о значительном количестве питательных веществ в бассейне. Присутствие таких форм, как *Cymbella Epithemica* и др. указывает на то, что водоем, где развивались эти пресноводные формы, вероятно имел хорошо развитую пелагиаль и мелкую литораль с зарослями макрופитов.

Диатомеи Джрадзорского месторождения имеют наибольший процент общности с диатомеями Сисианского месторождения.

Возраст Джрадзорских диатомитов по данным диатомового анализа относится к позднему плиоцену — раннечетвертичному времени.

Полный текст статьи депонирован во ВИНТИ, № 366—68, деп. от 11 ноября 1968 г.

Е. М. НИКОЛАЕВСКАЯ, Ж. М. КАРАПЕТЯН

О МЕТОДИКЕ СОСТАВЛЕНИЯ И ОФОРМЛЕНИЯ КАРТ  
КРУТИЗНЫ СКЛОНОВ ГОРНЫХ СТРАН В МЕЛКОМ  
И СРЕДНЕМ МАСШТАБЕ

(на примере Таджикской ССР)

Крутизна склонов характеризует пересеченность и проходимость местности. Кроме того, сведения о крутизне склонов необходимы при всякого рода проектно-изыскательских работах, связанных со строительством (промышленным, дорожным, жилищным и др.) и прокладкой каналов, при решении вопросов сельскохозяйственного планирования (освоение новых площадей и т. д.) и механизации сельского хозяйства, при разработке противоэрозионных мероприятий, планировании защитных мероприятий против лавин, селей и мн. др.

Однако, к сожалению, составление столь необходимых карт крутизны склонов находится еще в стадии научных и методических разработок.

На основании изучения требований различных производственных и научных организаций, Е. М. Николаевской, для составления карт крутизны склонов в комплексных атласах, была разработана шкала, наиболее полно отвечающая значительному числу этих требований. Шкала включает следующие ступени крутизны, выраженные в градусах:  $0.0^{\circ}$ — $1.5^{\circ}$ ;  $1.5^{\circ}$ — $3.0^{\circ}$ ;  $3.0^{\circ}$ — $6.0^{\circ}$ ;  $6.0^{\circ}$ — $12.0^{\circ}$ ;  $12.0^{\circ}$ — $20.0^{\circ}$ ;  $20.0^{\circ}$ — $45.0^{\circ}$ ;  $45.0^{\circ}$ —и более.

Ступень менее  $1.5^{\circ}$  ( $<3\%$ ) позволяет выделить ровные поверхности, где уклон почти не выражен. Они могут использоваться под любые виды строительства. Здесь облегчена задача прокладки дорог и обеспечена высокая производительность с/х механизмов при обработке полей.

Ступень  $1.5^{\circ}$ — $3^{\circ}$  ( $3$ — $5\%$ ) выделяет пологие, слабо наклонные поверхности, в пределах которых возможны любые виды строительства. При вспашке следует предусматривать специальные агротехнические и полезащитные мероприятия.

Ступень  $3^{\circ}$ — $6^{\circ}$  ( $5$ — $10\%$ ) выделяет наклонные поверхности, где возможны все виды строительства, кроме строительства аэродромов. В с/х районах производительность с/х машин может снижаться до  $15\%$ . Проявление смыва и размыва, особенно на склонах южной экспозиции, часто достигает значительных размеров.

Ступень  $6$ — $12^{\circ}$  ( $10$ — $21\%$ ) выделяет склоны, где некоторые виды строительства не осуществляются. Во многих с/х районах подобные склоны не подлежат распашке, как эрозионноопасные.

Ступень  $12^{\circ}$ — $20^{\circ}$  ( $21$ — $36\%$ ) ограничивает склоны, где возможны некоторые виды строительства, но с резким увеличением объема земляных работ. В отдельных районах (Сибирь, Алтай, Ставрополь) такие склоны могут распахиваться, но требуют применения специальных с/х машин.

Ступень 20° (36%) выделяет склоны, которые почти не пригодны для большинства видов строительства. Такие склоны обычно не распахиваются и отводятся под пастбища. В отдельных районах (Кавказ, Крым, Молдавия и др.) распашка их осуществляется с применением террасирования и других защитных мероприятий.

К участкам с крутизной от 20° до 45° отнесены склоны, изображаемые на картах сливающимися горизонталями. В горных районах с этой крутизной склонов связана лавинная опасность.

Эта шкала крутизны в градусах была нами принята для составления карт крутизны Таджикской ССР. Картометрические работы для определения количественных показателей проводились на основе обзорно-топографической карты масштаба 1 : 1.000.000 с контролем получаемых значений на ключевых участках (выбираются в разных типах рельефа) по карте масштаба 1 : 300.000.

Составление карты производилось в следующем порядке: так как между углами наклона ( $\alpha$ ) и заложением ( $l$ ) существует функциональная связь, выражаемая формулой  $\frac{h}{l} = \operatorname{tg} \alpha$ , то величина заложения ( $l$ ) определяется по формуле  $l = h \operatorname{ctg} \alpha$ , где  $h$  — величина сечения рельефа по данной карте.

Сначала по таблице были вычислены величины и полученные результаты были приведены к масштабной величине. Затем на прозрачном материале были изготовлены специальные трафареты для измерения длин заложения на картах масштабов 1 : 1.000.000 и 1 : 300.000.

Используя такую палетку (трафарет), на картографической основе ограничивались участки с заложениями, соответствующими принятым ступеням крутизны в градусах.

Измерения показали, что искажение контуров углов наклона на карте м-ба 1 : 1.000.000, по сравнению с картой м-ба 1 : 300.000, достигает незначительной величины (макс. 9,6%).

Таким образом, при составлении карты крутизны склонов горных районов вполне правомерно использовать в качестве основы для картометрических работ карту м-ба 1 : 1 000 000. Но в этом случае ошибка точности проведения контуров не должна превышать 10—15%.

При цветном оформлении специального содержания карт необходимо принять принцип: «чем круче, тем темнее». Кроме того, можно составить красочный макет и макет компоновки.

При составлении карты крутизны склонов горных районов необходимо учитывать специфику характера рельефа данной территории. Так, например, при составлении карты крутизны склонов Таджикской ССР нами было уделено особое внимание правильному изображению как отдельных форм рельефа, так и ледниковых и фирновых полей, осыпей и скал, речных долин в горах и т. д.

Желательно подобные карты помещать во вновь составляемых комплексных научно-справочных атласах.

Полный текст статьи денонирован во ВИНТИ, № 366—68, деп. от 11 ноября 1968 г.

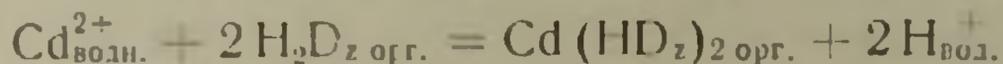
Э. А. КЮРЕГЯН, Ц. О. ЭКСУЗЯН

МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ МАЛЫХ КОЛИЧЕСТВ  
КАДМИЯ В ВОДАХ

Для определения кадмия в природных водах нами был применен дитизон.

При встряхивании водного раствора солей кадмия с раствором дитизона в органическом растворителе, соли кадмия проходят в слой органического растворителя—извлекаются этим растворителем, от чего слой дитизона меняет свою окраску.

Реакция протекает по уравнению:



Из органических растворителей нами выбран хлороформ, потому что растворимость дитизона кадмия значительно выше в растворе четыреххлористого углерода. Кроме того, дитизонат кадмия в хлороформе более устойчив.

Чувствительность метода—1 мкг.

Определению кадмия дитизоном мешают: медь, цинк, серебро, ртуть.

Для устранения меди мы воспользовались различной степенью произведения растворимости сульфидов меди и кадмия для разделения их друг от друга.

Наиболее растворимым из всех сульфидов IV-й группы является сульфид кадмия—CdS. Поэтому, если в исследуемый раствор, содержащий ионы Cd и Cu, добавить 1/5 объема конц. HCl (уд. вес 1.19) и пропустить сероводород до насыщения раствора, то Cd не осаждается, тогда как медь полностью осадится и, таким образом, произойдет отделение мешающей течи анализа меди от кадмия.

Для получения сульфидов вместо сероводорода применялся раствор сернистого натрия.

Ввиду того, что осаждение Cd невозможно в кислом растворе, дальнейшая его экстракция в ходе анализа проводится в щелочной среде, создаваемой прибавлением 4н свежеприготовленного раствора NaOH.

Так как дитизонат цинка разлагается преимущественно в сильно щелочной среде, то прибавление 4н раствора NaOH оказывается достаточным для удержания в растворе ионов цинка.

При определении кадмия образуются сульфиды серебра и ртути. Произведение растворимости их ничтожно: AgS— $6.3 \cdot 10^{-50}$  HgS— $4 \cdot 10^{-53}$  и поэтому они определению не мешают.

Дается аналитическая пропись определения кадмия методом стандартных шкал.

Полный текст статьи депонирован во ВИНТИ, № 369—68, деп. от 11 ноября 1968 г

## ԷՒՎԱՐԴ ՄԱԿԱՐԻ ՄՈՒՐՁԱԵՎ

(Մենդյան 60-ամյակին)

Լրացավ հայազգի գիտնական աշխարհագետ, պրոֆեսոր, ՍՍՀՄ Գիտությունների Աշխարհագրության ինստիտուտի ավագ գիտական աշխատակից, ՍՍՀՄ Պետական մրցանակի լաուրեատ էդվարդ Մակարի Մուրզաևի ծննդյան 60-ամյակը:

Էդվարդ Մակարի Մուրզաևը ծնվել է Սիմֆերոպոլում 1908 թ. հունիսի 1-ին: Ավարտել է Լենինգրադի համալսարանի աշխարհագրական ֆակուլտետը 1930 թ.: Աշխատում է ՍՍՀՄ Գիտությունների ակադեմիայում 1931 թվականից: Դոկտորական դիսերտացիան պաշտպանել է 1948 թ. Մոնղոլիայի ուսումնասիրությունների արդյունքների հիման վրա:

Գիտական գործունեությունն սկսել է դեռևս ուսանողական տարիներին, մասնակցելով Արագածի դանգվածի ուսումնասիրություններին (1929 թ.) ՍՍՀՄ ԳԱ Անդրկովկասյան արշավախմբի կազմում: Այնուհետև է. Մ. Մուրզաևը 37 տարի շարունակ աշխատում է Միջին և Կենտրոնական Ասիայի ուսումնասիրությունների ասպարեզում: Նրա դաշտային ուսումնասիրությունները (19 տարվա ընթացքում) ընդգրկում են հսկայական տարածություններ՝ Կասպից ծովից մինչև Տոնկինի ծովածոցը, 1931 թ.—Արևմտյան Թուրքմենիա, Կարաբողազ, Ուստյուրտ, 1932—1933 թթ.— Կենտրոնական Տյան-Շան, 1934—1935 և 1937 թթ.— Թուրքմենական Կարա-Կումներ, 1940—1944 թթ.— Մոնղոլական Ժողովրդական Հանրապետությունը, 1950 թ.— Իսսիկ-Կուլ, 1951 թ.— Պամիր, 1952 թ.— Ֆերգանա, Ամու-Դարյա, 1956—1959 թթ.— Սինցղյան (ՉժՆ), 1963—1964 թթ.— Վիետնամի Դեմոկրատական Հանրապետություն. ահա է. Մ. Մուրզաևի դաշտային հետազոտությունների ոչ լրիվ ցանկը:

Միջին և Կենտրոնական Ասիայի դասական հետազոտողներից և ճանապարհորդներից (Պրժևալսկի, Կոզլով, Օբրուչև և ուրիշներ) հետո է. Մ. Մուրզաևի աշխատանքները հանդիսանում են երկրորդ խոշոր փուլն այդ երկրների ուսումնասիրության ասպարեզում: Պատահական չէ, այդ պատճառով, որ Միլենական Աշխարհագրական Ընկերությունը 1947 թ. պարգևատրեց նրան Պրժևալսկու ոսկե մեդալով, իսկ ՍՍՀՄ Գիտությունների ակադեմիայի Նախագահությանը 1963 թ. նրան շնորհեց Օբրուչևի անվան մրցանակը: է. Մ. Մուրզաևի «Монгольская Народная Республика» (2-е изд., 1952) և «Природа Синьцзяна и формирование пустынь Центральной Азии» (1966) աշխատությունները դարձել են դասական մենագրություններ:

է. Մ. Մուրզաևի գիտական հետաքրքրությունների շրջանակները շափապանց լայն են ու բազմակողմանի: Նրա ուսումնասիրությունների մեծ մասը կրում է կոմպլեքսային բնույթ: Բացի իր ուսումնասիրությունների հիմնական առարկայից՝ ֆիզիկական աշխարհագրության և հնեաշխարհագրության պրոբլեմներից, նա մեծ ուշադրություն է նվիրում ուսումնասիրվող երկրների բնական ռեսուրսներին ու նրանց օգտագործմանը, ինչպես նաև տերիտորիաների ուսումնասիրությունների պատմությանը: Նրա գիտական հետաքրքրություն-

ների մեջ իր որոշակի տեղն ունի նաև տուպոնիմիկան, որի վերաբերյալ նա տրպագրել է ոչ քիչ թվով հետաքրքիր աշխատություններ, և գիտության այդ ճյուղի ասպարեզում ճանաչված մասնագետներից մեկն է:

Դաշտային հարուստ և բազմազան նյութը և դրականության տվյալների մանրազննին վերլուծությունը հնարավորություն են ընձեռնել է. Մ. Մուրզակին գրելու բազմաթիվ գիտական և գիտա-հանրամատչելի աշխատություններ, որոնց թիվը 500-ի է հասնում (հոդվածներ, գրքեր, բրոշյուրներ, ակնարկներ, գրախոսականներ և այլն), այդ թվում՝ 19 առձևաին գրքեր, որոնցից 9 թարգմանված են արտասահմանում, իսկ 3-ը ՍՍՀՄ ժողովուրդների լեզուներով:

Մեծ աշխատանք է ներդրել է. Մ. Մուրզակը ռուսական աշխարհագրության դասական հեղինակների՝ Ն. Վ. Պրժեվալսկու, Լ. Ս. Բերգի և այլոց աշխատությունների խմբագրման, մեկնաբանման և հրատարակության գործում. միայն Ն. Մ. Պրժեվալսկու աշխատությունների քառահատոր հրատարակության մեջ Մուրզակի գրչին է պատկանում 16 մամուլ խմբագրական տեքստ: Նա հանդիսանում է «Зерубежная Азия» (1955), որտեղ, ի դեպ, հատուկ և բավականին հաջողված գլուխ է նվիրված Հայկական լեռնաշխարհի ֆիզիկա-աշխարհագրական բնութագրմանը և «Средняя Азия» (1958) կոլեկտիվ մենագրությունների ստեղծման նախաձեռնողը, հեղինակակիցն ու խմբագիրը, ինչպես նաև մի շարք տուպոնիմիկական ժողովածուների խմբագիրը:

Է. Մ. Մուրզակի գիտական գործունեությունը բարձր գնահատականի է արժանացել նաև արտասահմանում. 1961 թ. նա ընտրվել է Գերմանական բնական գիտությունների «Լեոպոլդինա» ակադեմիայի իսկական անդամ և Մոնղոլական ժողովրդական Հանրապետության Գիտությունների ակադեմիայի պատվավոր պրոֆեսոր:

Մեծ կազմակերպչական ընդունակությունների շնորհիվ է. Մ. Մուրզակը 8 տարի շարունակ աշխատել է որպես ՍՍՀՄ Գիտությունների ակադեմիայի Աշխարհագրության ինստիտուտի գիրեկտորի տեղակալ, 3 տարի՝ ՍՍՀՄ Աշխարհագրական ընկերության Մոսկվայի ֆիլիալի գիտնական քարտուղար, երկար տարիների ընթացքում եղել է Աշխարհագրական ընկերության և նրա Մոսկվայի ֆիլիալի խորհրդի անդամ:

Որպես անձնավորություն է. Մ. Մուրզակը բարեացակամ է, օբյեկտիվ, ունի գիտնականի բարձր պատասխանատվության գիտակցություն, մեծ ուշադրություն և օժանդակություն է ցուցաբերում երիտասարդների նկատմամբ, համեստ է և հմայիչ. մարդկային այս լավագույն հատկությունների շնորհիվ նա սիրված է ու հարգված աշխարհագետների լայն հասարակայնության կողմից:

Իր 60-ամյակը է. Մ. Մուրզակը գիմավորում է ուժերի ծաղկման շրջանում և ստեղծագործական մեծ մտահղացումներով:

Գ. Ա. Աբրահամյան

ՀՍՍՀ ԳԱ Ներքաբանական գիտությունների  
ինստիտուտի Աշխարհագրության բաժին

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

А. А. ГАБРИЕЛЯН

МЕЖДУНАРОДНАЯ СЕССИЯ ПО ТЕКТОНИЧЕСКИМ КАРТАМ  
ЕВРОПЫ, БЛИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ВОСТОКА

С 2 по 12 апреля 1968 г. в Баку состоялась международная сессия по тектоническим картам Европы, Ближнего и Среднего Востока, созванная Редакционным комитетом международной тектонической карты Европы и Отделением наук о Земле АН Азербайджанской ССР.

Сессия была посвящена обсуждению важнейших вопросов тектоники и региональной геологии стран южной Европы, Ближнего и Среднего Востока. В работе сессии принимали участие около 200 геологов различных геологических организаций СССР и 20 геологов из зарубежных стран (Иран, Индия, Пакистан, Турция, Италия, Франция, Югославия, ФРГ, ГДР и др.).

Большое число докладов было посвящено региональной геологии и тектонике Азербайджана: Ш. А. Азизбеков, М. Г. Агабексв, Ш. Ф. Мехтиев, Э. Ш. Шихалибейли и др.— «Тектоническое строение Азербайджана», Э. Н. Алиханов, И. С. Гасанов, К. А. Исмаилов, В. Е. Хани — «Строение Каспийской впадины», Ф. С. Ахмедбейли, Б. А. Антонов, Б. А. Будагов, М. А. Кашкай, Н. Ш. Ширинов и др.— «Неотектоника Азербайджана», А. А. Ализаде, Г. А. Ахмедов, А. М. Ахмедов и др.— «Глубинное строение Азербайджана». В этих докладах сообщались новые данные, полученные азербайджанскими геологами за последние годы, которые позволяют по иному истолковать ряд кардинальных вопросов, касающихся тектонического строения и истории развития мегантиклинорий Большого и Малого Кавказа и Куринской впадины. Согласно новым геологическим и геофизическим данным, начало заложения Южно-каспийской впадины, составляющей часть огромного меридионального прогиба, простирающегося от Скифской эпигерцинской платформы на севере и до мегантиклинорий Малого Кавказа и Эльбурса на юге, намечается с конца миоцена — начала плиоцена. Амплитуда прогибания Южно-каспийской впадины в плиоцен-антропоиновое время составляет более 7 км. Граница среднего и верхнего плиоцена (подошва акчагыла), по данным азербайджанских геологов, является нижним рубежом неотектонического этапа, характеризующегося перестройкой плана складчатости от широтного к меридиональному. Отмечалась также важная роль разломов в формировании неотектонических структур и современного рельефа.

Значительный интерес у геологов Кавказа вызвал доклад Дж. Штёклина и М. Набави (Иран) о геологии Эльбурса и Иранского Азербайджана. По данным этих исследователей, варисийский этап геологического развития Ирана характеризуется платформенным режимом, древние метаморфические породы, ранее считавшиеся нижнепалеозойскими, оказались докембрийскими, а их метаморфизм и прорывающие их граниты явились результатом ассиутского (байкальского) орогенеза. Силур и нижний девон в указанной зоне Ирана отсутствуют. Пермь, а также нижний—средний триас представлены в карбонатных фациях (известняки, доломиты), а соленосные отложения приурочены к среднему — верхнему миоцену.

Эти данные очень важны для корреляции разрезов палеозойских и мезо-кайнозойских отложений Малого Кавказа с разрезами сопредельных частей Ближнего и Среднего Востока и для восстановления истории геологического прошлого указанных областей. По Дж. Штёклину, мегантиклинорий Эльбурса является юго-восточным продолжением Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Сомхето-Карабахской зоны Малого Кавказа.

С докладами выступили также Б. А. Соколов (СССР) — «О геологии западного Пакистана», В. И. Славин (СССР) — «О тектонике Афганистана», Х. Тараз (Иран) — «Геология Дашт-Моханской области Ирана», Г. Р. Фон-Гертнер (ФРГ) — «О геологическом строении Афганистана», проф. Мерсье (Франция) — «О строении и геологическом развитии Греции», Х. Х. Хубер — «Геологическое строение Туркмено-Хорасанских гор», А. А. Якубов — «Грязевые вулканы Азербайджана» и др.

Ю. А. Шубер (Франция) демонстрировал макет новой тектонической карты Африки масштаба 1 : 5 000 000, на которой в составе докембрийских метоморфических образований выделены шесть формаций по абсолютному возрасту от 3 миллиардов лет до 500—600 миллионов лет.

С докладом на тему «Альпийские сооружения юга СССР в общей схеме тектоники Ближнего и Среднего Востока» выступил В. Е. Хаин. Основное содержание его доклада заключается в следующем:

1. В строении альпийского пояса юга СССР, Ближнего и Среднего Востока выделяются три зоны: две краевые (южная и северная краевые зоны) и центральная. В последней типичных срединных массивов нет; считавшиеся ранее срединными массивы по магматизму и дислоцированности отложений являются промежуточными между типичными срединными массивами и складчатыми зонами. Указанные продольные зоны поперечными поднятиями расчленяются на отдельные сегменты.

2. Альпийский пояс возник на эпикарельской платформенной основе путем ее раздробления, и складчатый фундамент этого пояса имеет в основном байкальский возраст.

3. Альпийский пояс охарактеризовался настоящим геосинклинальным режимом развития в мезозое и кайнозое, а в герцинском этапе он имел квазиплатформенный (или парагеосинклинальный) режим.

Доклад М. В. Муратова был посвящен основным принципам и легенде составления нового варианта тектонической карты Европы. По мнению докладчика при составлении карты необходимо:

1. большую часть основания альпийского пояса показать на карте как фундамент байкальского возраста; 2. выделить на карте участки, в которых байкальское основание покрыто слабо дислоцированным чехлом палеозойских и мезо-кайнозойских отложений (срединные массивы, субплатформы, промежуточные зоны); 3. сохранить выделение структурных этажей, а также эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных зон; 4. расчленить геосинклинальные зоны по времени их заложения, а шовные прогибы, приуроченные к глубинным разломам с широким развитием ультрабазитов, выделить как самостоятельные структурные зоны; 5. в альпийских межгорных прогибах и наложенных впадинах показать возраст складчатого основания.

На заключительном заседании сессии имел место обмен мнениями по заслушанным докладам и была принята резолюция.

В выступлениях участников сессии подчеркивалась необходимость выделения на тектонической карте аллохтонных докембрийских тектонических массивов и широко развитых альпийских покровов (А. В. Пейве), зон раннеальпийского (или киммерийского) и позднеальпийского заложения, а также зон развития ультрабазитовых интрузий и срединных массивов, покрытых квазиплатформенным чехлом.

Совещание рекомендовало создание при подкомиссии по тектонической карте мира отдельных секций по составлению тектонических карт смежных стран, в том числе и секцию по Ирану, Турции, Грузии, Армении и Азербайджана.

В период с 4 по 7 апреля состоялась геологическая экскурсия по маршруту Евлах—Мардакерт—Истису—Степанакерт—Шуша—Мингечаур—Шемаха—Баку, в процессе которой участники сессии ознакомились с геологическим строением трех геотектонических зон Азербайджана: мегантиклинория Малого Кавказа, Куринской впадины и складчатой зоны Большого Кавказа. На Малом Кавказе участники экскурсии ознакомились с характерными разрезами палеогеновых, меловых и юрских отложений и сложными тектоническими структурами. В Куринской депрессии, в районе между оз. Мингечаур и г. Шемаха, участвовавшие в экскурсии геологи с большим интересом осмотрели сложенные верхнеплиоценовыми и антропогеновыми отложениями молодые антикли-

нальные складки, отчетливо выраженные в современном рельефе в виде невысоких гряд и прорезанные антецедентными ущельями. На южном склоне Б. Кавказа, в районе г. Шемахи экскурсанты осмотрели единственный на Кавказе Баскальский покров, где верхнемеловые отложения перекрывают различные горизонты Майкопской свиты. Вокруг вопроса о генезисе этого покрова среди геологов развернулась оживленная дискуссия. В районе Кобыстана и на Апшеронском полуострове были показаны уникальные сооружения грязевых вулканов.

Всем участникам сессии были розданы путеводители экскурсий, в которых изложены основные черты геологического строения Азербайджана и дано подробное описание маршрутов. К путеводителям приложены геологическая и тектоническая карты Азербайджана.

Как экскурсия, так и сессия в целом прошли на высоком научном уровне и дали ценный материал для познания геологии альпийского пояса Евразии и дальнейшей разработки вопросов, касающихся общих закономерностей строения и развития складчатых областей земной коры.

Следует отметить прекрасную организацию сессии, осуществленную Академией наук и геологическими учреждениями Азербайджана.

После завершения работ сессии состоялось совещание инициативной группы геологов закавказских республик, с целью разработки мероприятий по дальнейшему развитию и координации тектонических и регионально-геологических исследований на Кавказе. Было принято решение обратиться в бюро Тектонического комитета при Отделении наук о Земле АН СССР с просьбой создать Совет по тектонике Кавказа. В задачи Совета будут входить: руководство по составлению сводной геологической карты Кавказа; руководство по составлению сводной тектонической карты Кавказа; организация обсуждений общих проблем тектоники и истории развития Кавказа. Предусматривается широкое привлечение к работам Совета по тектонике Кавказа представителей Академии Наук, геологических управлений, ВУЗ-ов и др. геологических учреждений Азербайджана, Грузии, Армении, а также Северо-Кавказского геологического управления, Дагестанского филиала АН СССР, геологических организаций Краснодар и Грозного и Тектонического комитета ОНЗ АН СССР.

Ереванский госуниверситет

Поступила 27.V.1968.

С. В. КАЗАРЯН, М. С. АЗИЗБЕКЯН, А. З. АЛТУНЯН

ПО ПОВОДУ СТАТЬИ Г. П. БАГДАСАРЯНА И Р. Л. МЕЛКОНЯНА —  
«НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПЛАГИОЛИПАРИТОВЫХ  
ПОРФИРОВ (КВАРЦЕВЫХ АЛЬБИТОФИРОВ)  
АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА».

(см. доклады АН Арм. ССР, т. XLIV, № 3, 1967 г.)

В рассматриваемой статье ее авторы отмечают, что в 1966 году ими обнаружен факт прорывания фаунистически охарактеризованных эоценовых (лютетский ярус) базальных конгломератов субвулканическим телом плагиолипаритовых порфиров (по терминологии Г. П. Багдасаряна и Р. Л. Мелконяна), однозначно доказывающий наличие отмеченных образований эоценового возраста в Алавердском районе.

В качестве доказательства указанного прорыва авторы статьи довольствуются лишь заявлением о том, что «выявленное обнажение... представляет собой секущее трубообразное тело», и, далее, что «на северной стенке выхода ясно заметны рвущие контакты этого тела, причем в эндоконтактовой части наблюдается зона закалки в виде маломощной оторочки более темного цвета». Они помещают в статью и зарисовку обнажения (фиг. 1). На самом деле это обнажение соответствует зарисовке, сделанной нами



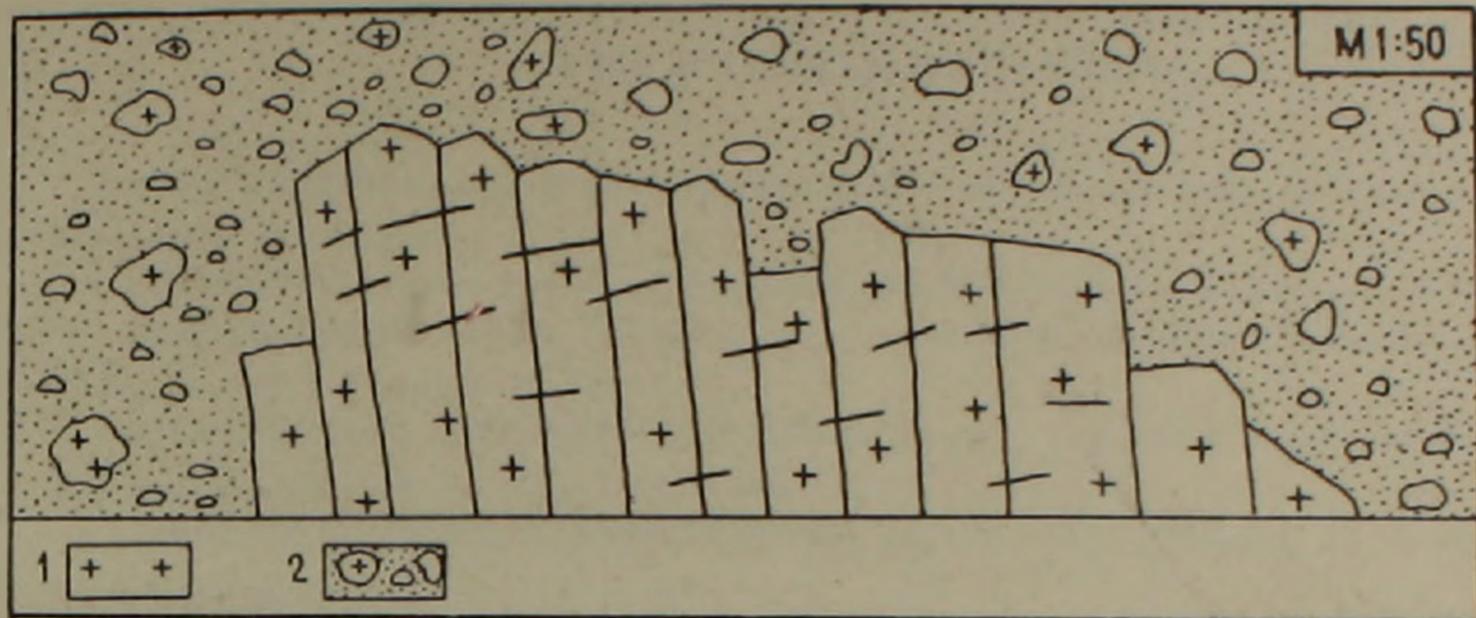
Фиг. 1. Пересечение плагиолипаритовыми порфирами эоценовых базальных конгломератов (северная стенка).

(фиг. 2), которая была признана при совместном посещении комиссией, созданной Ученым советом ИГН АН Арм. ССР по обсуждаемому вопросу. В действительности зона закалки в эндоконтакте субвулканического тела, о которой говорят авторы статьи в тексте и показывают на зарисовке, как единственное доказательство прорыва базальных конгломератов среди эоцена плагиолипарит порфирами, — не существует. Это было доказано нами на основании микроскопических исследований шлифов.

На зарисовке (фиг. 1) упущено наличие многочисленных обломков плагиолипарит порфиров в базальных конгломератах ср. эоцена, однозначно указывающих на размывость поверхности плагиолипарит порфиров и, следовательно, на невозможность про-

рыва ими конгломератов ср. эоцена. Далее, вместо резко угловатой конфигурации плагиолипарит порфиров на их зарисовке этот контур показан сглаженной линией. Неверно показана также ясно выраженная столбчатая отдельность плагиолипарит порфиров. Строго прямые и сквозные от потолка до подошвы обнажения линии столбов проведены прерывисто.

Составили С. В. Казарян, А. З. Алтунян, М. С. Азизбекян



Фиг. 2. Зарисовка обнажения плагиолипарит порфиров и базальных конгломератов ср. эоцена на ЮВ склоне г. Лалвар. 1. Плагиолипарит порфир. 2. Базальные конгломераты ср. эоцена с обломками плагиолипарит порфиров.

На зарисовке упущен прямоугольный карман, вдавленный в тело плагиолипарит порфиров и заполненный конгломератами ср. эоцена, что указывает на облекание конгломератов, а не на прорыв их плагиолипарит порфирами (фиг. 2). Указанный карман образован вследствие разламывания одного из столбов, ширина его строго соответствует ширине одного столба. Это обстоятельство также указывает на размытость поверхности плагиолипарит порфиров и на отсутствие прорыва ими конгломератов ср. эоцена. Наконец, при столь подробном описании минералогического состава плагиолипарит порфиров, они не указали на сильное вторичное окварцевание породы, что в данном случае имеет важное значение.

Как усматривается из изложенного, статья Г. П. Багдасаряна и Р. Л. Мелконяна не содержит существующего в природе фактического материала, а их заявление о наличии названной выше зоны закалки (единственный аргумент для доказательства прорыва плагиолипарит порфирами конгломератов) не соответствует действительности. Свои сведения они преподносят как факт, подтверждающий данные абсолютного возраста плагиолипарит порфиров ( $42 \pm 2$  млн. лет), установленного калий-аргоновым методом.

Таким образом, приведенные нами неоспоримые факты свидетельствуют о том, что субвулканическое тело плагиолипарит порфиров, описанное в статье Г. П. Багдасаряна и Р. Л. Мелконяна, не может быть моложе базальных конгломератов ср. эоцена г. Лалвар, равно как его соотношение с базальным конгломератом не может служить геологическим фактом, для подтверждения его абсолютного возраста, установленного калий-аргоновым методом.

Указанную поправку следует учесть при дальнейших геологических исследованиях.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 17.IV.1968.



СОДЕРЖАНИЕ

Э. Х. Харазян. Новейшие вулканические образования верховьев бассейна р. Аху-  
рян (Арм. ССР) . . . . . 3

Г. С. Арутюнян. О генезисе габброидов, приуроченных к гипербазитовым интру-  
зиям (на примере северо-западной части Севанского хребта) . . . . . 18

В. А. Агамаян. О выделении свиты аполипаритовых порфиридов в Арзаканском  
кристаллическом массиве (Армянская ССР) . . . . . 25

Ов. П. Гуюмджян. О соотношении вулканогенных и осадочных образований в  
«псевдо-вулканогенно-осадочных» формациях Баргушатского хребта (Ар-  
мянская ССР) . . . . . 31

А. П. Аллахвердян. Отбивка глубины водопритоков при бурении скважин . . . . . 40

Г. С. Авакян. Об условиях образования Саригюхского месторождения бентони-  
товых глин . . . . . 45

С. П. Бальян. Поверхности выравнивания — критерии, определяющие характер  
неотектонических движений Армянского нагорья . . . . . 53

Л. А. Григорян, Г. Б. Аракелян, П. М. Капелян. Ландшафтно-геохимическое  
районирование при геохимических поисках по вторичным ореолам рассея-  
ния (на примере междуречья Дебед-Агстев) . . . . . 66

Рефераты

Л. А. Арутюнян, Б. М. Меликсетян. К вопросу о характере генетической связи  
медно-молибденового оруденения с магматизмом в южной части Арм. ССР . . . . . 80

Т. А. Авакян. Микропалеоботаническое изучение диатомитов Джрадзорского  
месторождения ✓ . . . . . 83

Е. М. Николаевская, Ж. М. Карапетян. О методике составления и оформления  
карт крутизны склонов горных стран в мелком и среднем масштабе (на  
примере Таджикской ССР) . . . . . 84

Э. А. Кюрегян, Ц. О. Эксузян. Метод определения малых количеств кадмия в водах . . . . . 86

Юбилейные даты

Г. С. Абрамян. Эдуард Макарович Мурзаев . . . . . 87

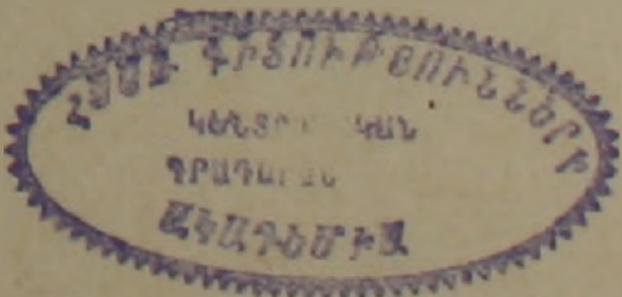
Научная хроника

А. А. Габриелян. Международная сессия по тектоническим картам Европы, Ближ-  
него и Среднего Востока . . . . . 89

Рецензии

С. В. Казарян, М. С. Азизбекян, А. З. Алтунян. По поводу статьи Г. П. Багда-  
саряна и Р. Л. Мелконяна «Новые данные о возрасте плагиолипаритовых  
порфириров (кварцевых альбитофириров) Алавердского рудного района» . . . . . 91

89601-ВШ



# ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԲԸՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄՍՍԻՆ

## Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Է. Խ. Խարազյան. Ախուրյան գետի վերին հոսանքների ալպյանի նորագույն հրաբխային առաջացումները	3
Գ. Ս. Հարությունյան. Հիպերբազիտային ինտրուզիոնների հետ կապված գաբրոիդների գենեզիսի մասին	18
Վ. Ա. Աղամալյան. Արգաթանի բյուրեղային զանգվածում ապոլիպարիտային պորֆիրոիդների սվիտայի առանձնացման մասին	25
Հ. Պ. Գույումջյան. Հրաբխային և նստվածքային առաջացումների փոխհարաբերությունը «Կեղծ հրաբխ-նստվածքային» ֆորմացիաներում Բարկուշատի լեռնաշղթայի շրջանում (Հայկական ՍՍՀ)	31
Ա. Պ. Ալահվերդյան. Զրաքերների խորության որոշումը հորատման ընթացքում	40
Գ. Ի. Ավագյան. Սարիգյուղի բենթոնիտային կավերի առաջացման պայմանների մասին	45
Ս. Պ. Բալյան. Հարթեցման մակերևույթները որպես տեկտոնական շարժումների բնորոշման չափանիշներ՝ Հայկական բարձրավանդակում	53
Լ. Ա. Գրիգորյան, Գ. Բ. Առաֆելյան, Պ. Մ. Կապլանյան. Հանդաֆտո-գեոքիմիական շրջանացում ըստ ցրման երկրորդային շրջապսակների . գեոքիմիական որոնումների ընթացքում	66

## ՌԵՑԵՆՏՆԵՐ

Լ. Ա. Հարությունյան, Բ. Մ. Մելիֆանթյան. ՀՍՍՀ հարավային մասում մագմատիզմի հետ պղինձ-մոլիբդենային հանքայնացման գենեզիսի կապի բնույթի մասին	80
Թ. Ա. Ավագյան. Զրաձորի հանքավայրի դիատոմիտների միկրոպալեոբուսաբանական ուսումնասիրությունը	83
Ն. Մ. Նիկողոսևկայա, Ժ. Մ. Կարապետյան. Լեռնային հրկրների լանջերի թեքությունների մանր և միջին մասշտաբի քարտեզների կազմման և ձևավորման մեթոդիկայի մասին (Տաշիկական ՍՍՀ-ի օրինակով)	84
Է. Ա. Կյուրեղյան, Յ. Ո. Էփուզյան. Զրբերում կադմիումի փոքր քանակությունների որոշման մեթոդ	86

## ՀՈՐԵԼՅԱՆԱԿԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ

Գ. Ի. Աբրահամյան. Լիվարդ Մակարի Մուրղան (ծննդյան 60-ամյակին)	87
--------------------------------------------------------------	----

## ԳԻՏԱԿԱՆ ԽՐՈՆԻԿՍ

Ա. Հ. Գաբրիելյան. Միջազգային սեսիա Եվրոպայի, Մերձավոր և Միջին Արևելքի տեկտոնական քարտեզների վերաբերյալ	89
--------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

## ԳՐԱԽՈՍԱԿԱՆ

Ո. Վ. Ղազարյան, Մ. Ի. Ազիզբեկյան, Ա. Չ. Ալրունյան. Գ. Պ. Բաղդասարյանի և Ռ. Լ. Մելքոնյանի «Նոր տվյալներ Ալավերդու շրջանի պլազիոպարիտ պորֆիրների (քվարցային ալքիտոֆիրների) հասակի մասին» հոդվածի առթիվ	98
------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----