ՀՍՍՌ ԳԱ Երկրաբանական և աշխարհագրական գիտությունների սերիա

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ՝

Գ. Հ. Գաբրիելյան *(պատ. խմբագիր)*, Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Բ. Բաղդասարյան, Դ. Պ. Բաղդասարյան, Ն. Ի. Դոլուխանովա, Թ. Շ. Թադևոսյան, Է. Ա. Խաչատրյան *(խմբագրի տեղակալ)*, Ա. Հ. Մեսրոպյան, Ս. Ս. Մկրտչյան, Հ. Մ. Վանցյան, Ն. Գ. Մելիք-Մուրադյան *(պատ. քարտուղար)*, Ս. Մ. Այվազյան:

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XV, № 4, 1962 Геологич. и географич. науки

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

С. М. ГРИГОРЯН

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОРБИТОИДОВ В ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР

В основу стратиграфического расчленения палеогеновых отложений Армянской ССР положена фауна нуммулитов, видовой состав которой, как известно, притерпевает быстрое эволюционное развитие во времени и имеет широкое географическое распространение по всей альпийско-гималайской геосинклинальной области.

А. А. Габриелян [3] в палеогеновых отложениях Армянской ССР выделяет 7 нуммулитовых горизонтов, в комплексе которых встречаются и многочисленные орбитоиды, на изучение которых до сих пор уделялось мало внимания.

Анализ фауны крупных фораминифер, собранной нами в течение 1957—1959 гг. в ряде разрезов юго-западной части Армянской ССР, послужил материалом для настоящего сообщения и дал возможность сделать некоторые выводы относительно распределения фауны орбитоидов в разрезах палеогеновых отложений указанного района.

По возрасту фауна орбитоидов и нуммулитов распространяется следующим образом:

Нижний эоцен. В массивных известняках нижнего эоцена, обнажающихся в бассейнах *рр.* Веди (у *с.* Веди, в 2 *км* к северу от *с.* Чиманкенд). Шагап (в юго-западном крыле Шагапской синклинали) в двух крыльях Советашенской синклинали нами установлено наличие: *Discocyclina scalaris* (Schlumb.) (в большом количестве), *D. douvillei* (Schlumb.) *D. ex gr. archiaci* (Schlumb.), *Asterocyclina stellaris* (Brunn.).

Из нуммулитов в этих же отложениях встречаются *Nummulites planulatus* Lamk., *N. globulus* Leym. (в большом количестве) и мелкие микрофораминиферы, свидетельствующие о нижнеэоценовом возрасте вмещающих пород.

Указанные виды орбитоидов встречаются в вышележащих отложениях среднего и верхнего эоцена вместе с многочисленными другими видами орбитоидов и нуммулитов.

Комплекс орбитоидов нижнего эоцена характеризуется мелкими размерами, бедностью видов, но богатыми особями.

Средний эоцен. Среднеэоценовые отложения трансгрессивно и с угловым несогласием, местами с базальным конгломератом в основании, залегают на различных горизонтах более древних пород.

По нуммулитам четко выделяются два горизонта, указанных А. А. Габриеляном [3].

1. Горизонт с *N. laevigatus Brug.*
2. Горизонт с *N. perforatus Montf.*

Первый горизонт охватывает нижнюю часть разреза среднего эоцена и представлен известняками (мощностью 40—50 *м*) с *N. laevigatus Brug.* (в большом количестве), *N. atacicus Leym (A. B), N. lucasi de la Harpe, N. murchisoni Brun.* и др.

В породах указанного горизонта представители орбитоидов встречаются очень редко, что обусловлено, по-видимому, неблагоприятными условиями обитания. Из дискоциклин нами в единичных экземплярах определены: *Discocyclina scalaris (Schlumb.)* (плохой сохранности).

Горизонт с *N. perforatus*, выделяющийся в верхней части среднего эоцена с *N. perforatus Montf.* (очень много), *N. gizehensis Forsk., N. brongniarti d'Arch., N. millecaput* (единичные), *N. partschi d. l. Harpe* и др., сложен глинами, песчаниками и песчанистыми известняками (мощность 500—600 *м*).

Анализ фауны ряда обнажений указанного горизонта (у *сс.* Чимankенд, Шагап, Советашен, Элпин) позволяет считать характерным для этой свиты следующий комплекс фауны орбитоидов: *D. scalaris (Schlumb.)*, (единичные) *D. archiaci (Schlumb.), D. bartholomei (Schlumb.), D. douvillei (Schlumb.), D. sella d'Arch., D. pratti Mich., D. chudeaui (Schlumb.), D. nummulitica Gumbel.*

Все указанные формы орбитоидов за исключением *D. bartholomei* и *D. archiaci*, переходят в верхний эоцен, где они встречаются в сравнительно большом количестве с многочисленными другими нуммулитами и орбитоидами.

Верхний эоцен. На территории юго-западной части Армянской ССР средний эоцен согласно и без резких фациальных изменений переходит в верхний эоцен. Их граница определяется только фаунистически, за исключением Айоцдзорского синклинория, где наблюдается трансгрессивное налегание верхнего эоцена на отложения среднего эоцена.

В басс. *рр.* Веди, Шагап, в районах *сс.* Элпин, Ринд, Ахавнадзор, верхний эоцен представлен свитой глин, мощностью 200—300 *м* с прослоями песчанистых и нуммулитовых известняков. В последних встречается богатая фауна из отряда *Nummulitida.*

В отложениях верхнего эоцена выделяются три горизонта.

1. Горизонт с *N. millecaput* Boub. (нижняя часть верхнего эоцена).
2. Дискоциклиновый горизонт (средняя часть верхнего эоцена).
3. Горизонт с *N. fabianii retiatus* Grig. (верхняя часть верхнего эоцена).

В верхнеэоценовых отложениях орбитоиды в большом количестве встречаются в горизонте *N. millecaput* и достигают максимума развития в дискоциклоновом горизонте.

Название видов / Кумулитовые горизонты	Нижн. эоцен	Средний эоцен		Верхний эоцен			Олигоцен
	N. planulatus	N.laevigatus	N. perforatus	N. millecaput	Дискоциклиновый горизонт	N.fabiani retiatus	
1. Discocyclina archiaci /Schlumb./			----				
2. Discocyclina ex gr. archiaci /Schlumb./			----				
3. Discocyclina bartholomei /Schlumb./			----				
4. Discocyclina augustae /v.d. Wejden/			----				
5. Discocyclina pratti /Michel./							
6. Discocyclina sella d'Arch.			----				
7. Discocyclina aff. sella d'Arch.			----				
8. Discocyclina veronensis Douv.							
9. Discocyclina scalaris /Schlumb./							
10. Discocyclina douvillei /Schlumb./							
11. Discocyclina roberti Douv.							
12. Discocyclina roberti Douv. var. llarenai R. Gaona							
13. Discocyclina nummulitica /Gümb./							
14. Discocyclina marthae /Schlumb./							
15. Discocyclina aspera /Gümb./							
16. Discocyclina andrusovi de Cizanc./							
17. Discocyclina variana /Kaufm./							
18. Discocyclina chudeaui /Schlumb./							
19. Asterocyclina pentagonalis /Schafh./							
20. Asterocyclina stellaris /Brunn./							
21. Asterocyclina taramellii /Schlumb./							
22 Asterocyclina bayanii /Schlumb./							
23. Actinocyclina radians /d'Arch./							
24. Actinocyclina patalaris /Schloth./							

Видовой состав орбитоидов горизонта *N. millecaput* и дискоциклинового горизонта почты одинаковый. Однако в горизонте *N. millecaput* Boub. нуммулиты, в частности *N. millecaput*, доминируют над орбитоидами, а для дискоциклинового горизонта характерным является резкое сокращение в количестве *N. millecaput* и присутствие в изобилии представителей семейства *Discocyclinidae*.

Среди орбитоидов из вышеуказанных горизонтов нами определены следующие виды: *D. veronensis* Douv. (очень много), *D. nummulitica* (Gümb.) (очень много), *D. scalaris* (Schlumb.), *D. roberti* Douv. (единичные), *D. chudeaui* (Schlumb.), *D. douvillei* (Schlumb.) (единичные), *D. marthae* (Schlumb.), (единичные), *D. augustae* v. d. Weijden (единичные), *D. varians* Kaufm., *D. sella* d'Arch., *D. pratti* Mich. (единичные), *D. aff. sella* d'Arch., *D. roberti var. llarenai* R. Gaona, *D. aff. roberti* Douv., *D. andrusovi* Chizanc., *Asterocyclina pentagonalis* Schafh., *A. bayanii* Chalm., *A. taramelli* (Schlumb.), *A. stelaris* Brunn., *Actinocyclina radians* d'Arch., *A. patalaris* (Schloth.).

Вместе с указанным комплексом орбитоидов встречаются *N. fabianii* Prever, *N. incrassatus* de la Harpe, *N. garnieri* de la Harpe, *N. millecaput* Boub., *N. striatus* Brug, *N. chavannesi var. hajastanica* Grig., *N. bouillei* de la Harpe, а также *Pellatispira douvillei* Boussac, *Spiroclypeus granulosus* Boussac, *Grzibowskia reticulata* Bieda и другие представители отряда *Nummulitida*, указывающие на верхнеэоценовый возраст вмещающих пород.

В конце верхнего эоцена представители орбитоидов полностью вымирают или резко сокращаются в количестве. Из них только *D. nummulitica* в единичных экземплярах встречается в породах горизонта с *N. fabianii retiatus* Grig. и не переходит в олигоцен.

Краткий анализ распространения орбитоидов в эоценовых отложениях юго-западной Армении показывает, что большинство из них не имеет узкого стратиграфического значения и встречается от нижнего до верхнего эоцена включительно.

Вместе с тем, отдельные комплексы орбитоидов характеризуют нижний, средний и верхний эоцен юго-западной части Армянской ССР, Карпат, а также ряда стран Западной Европы [1, 2, 6, 8—11].

Данные стратиграфического распространения отдельных комплексов орбитоидов в палеогеновых отложениях юго-западной части Армянской ССР приведены на прилагаемой таблице.

Институт геологических наук АН Армянской ССР Поступила 5. V. 1962.

Ս. Մ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ

ՕՐԲԻՏՈԻԴՆԵՐԻ ՍՏՐԱՏԻԳՐԱՖԻԱԿԱՆ ՏԱՐԱԾՈՒՄԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ-Ի ՀԱՐԱՎ-ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ՄԱՍԻ ՊԱԼԵՈԳԵՆԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

1957—1959 թթ. ընթացքում ՀՍՍՌ-ի հարավ-արևմտյան մասի մի շարք երկրաբանական կտրվածքներից մեր կողմից հավաքած խոշոր ֆորմաինիֆերների ուսումնասիրությունը հնարավորություն է տվել կատարել մի քանի հետևություններ նշված շրջանի պալեոգենի նստվածքներում օրբիտոիդների ստրատիգրաֆիական տարածման մասին։

Ստորին էոցենի կրաքարերը, որոնք մերկանում են Վեդի և Շաղափ գետերի ավազաններում, ինչպես նաև Սուլետաշենի սինկլինալային հովտում, N. planulatus-ի և N. globulus-ի հետ մեկտեղ, պարունակում են բազմաթիվ օրբիտոիդներ, որոնցից մեր կողմից որոշվել են՝ Discocyclina scalaris (Schlumb.), D. douvillei (Schlumb.), D. ex. gr. archiaci (Schlumb.), Asterocyclina stellaris (Brunn.).

Օրբիտոիդների այս կազմը բնորոշվում է խնցինների փոքր չափերով, տեսակների աղքատությամբ և անհատների բազմաթվությամբ։

Օրբիտոիդների վերը նշված տեսակները հանդիպում են նաև միջին և վերին էոցենում, նումուլիտների և օրբիտոիդների մի շարք այլ տեսակների հետ մեկտեղ։ Միջին էոցենի ստորին նումուլիտային հորիզոնի ապարներում (N. laevigatus-ի) օրբիտոիդներ հանդիպում են հազվադեպ։

Միջին էոցենի վերին նումուլիտային հորիզոնին (*N. perforatus*-ի) բնորոշ է օրբիտոիդների հետևյալ կազմը՝ *D. scalaris* (Schlumb.), *D. bartholomei* (Schlumb.), *D. douvillei* (Schlumb.), *D. sella* d'Arch., *D. pratti* Mich... նումուլիտներից այս կոմպլեքսում հանդիպում են՝ *Nummulites perforatus* Montf. (մեծ քանակությամբ), *N. gizehensis* Forsk., *N. brongniarti* d'Arch. և այլ ձևեր:

Վերին էոցենի նստվածքներում օրբիտոիդները մեծ քանակությամբ հանդիպում են *N. millecaput*-ի և դիսկոցիկլինային հորիզոններում:

Այս երկու հորիզոնների օրբիտոիդների տեսակային կազմը համարյա չի տարբերվում միմյանցից: Սակայն *N. millecaput*-ի հորիզոնում նումուլիտները, հատկապես *N. millecaput*-ը, քանակությամբ խիստ կերպով գերակշռում են օրբիտոիդներին, իսկ դիսկոցիկլինային հորիզոնին բնորոշ է *N. millecaput*-ի քանակի խիստ կրճատումը և օրբիտոիդների, հատկապես դիսկոցիկլինների մասայական առկայությունը:

Վերին էոցենի նշված հորիզոններին բնորոշ են հետևյալ օրբիտոիդները՝ *D. veronensis* Douv. (մեծ քանակությամբ), *D. nummulitica* Cümb. (մեծ քանակությամբ), *D. scalaris* (Schlumb.), *D. roberti* Douv. (հազվագյուտ), *D. chudeaui* (Schlumb.) (հազվագյուտ), *D. marthae* (Schlumb.), *D. douvillei* (Schlumb.) (հազվագյուտ), *D. augustae* v. d. Wejden, *D. varians* Kaufm., *D. sella* d'Arch., *D. pratti* Mich. (հազվագյուտ), *D. aff. sella* d'Arch., *D. andrusovi* Chizanc., *Asterocyclina pentagonalis* Schafh., *A. bayanii* Chlam., *A. taramelli* (Schlumb.), *Actinocyclina radians* d'Arch., *A. patalaris* (Schloth.). Նշված օրբիտոիդների հետ հանդիպում են—*N. fabianii* Prever, *N. incrassatus* d. l. Harpe, *N. garnieri* d. l. Harpe, *N. millecaput* Boub., *N. striatus* Brug., *N. chavannesi* var *hajastanica* Grig., *N. bouillei* de la Harpe, ինչպես նաև *Pellatispira douvillei* Bouss., *Spiroclypeus granulosus* Bouss., *Grzibowskia reticulata* Bieda, որոնք հաստատում են պարունակող ապարների վերին էոցենյան հասակը:

Վերին էոցենի վերջում օրբիտոիդների ներկայացուցիչները ամբողջովին մահանում են կամ խիստ կրճատվում քանակով: Նրանցից միայն *D. nummulitica*-ն հազվագյուտ հանդիպում է *N. fabianii retiatus*-ի հորիզոնում (վերին էոցենի վերին մաս) և չի անցնում օլիգոցեն:

Այսպիսով, օրբիտոիդների ստրատիգրաֆիական տարածման կարճ վերլուծությունը ցույց է տալիս, որ նրանց մեծամասնությունը չունի նեղ ստրատիգրաֆիական նշանակություն և հանդիպում է ստորին, միջին և վերին էոցենի ապարներում:

Դրա հետ մեկտեղ պետք է նշել, որ օրբիտոիդների առանձին խմբեր բնորոշում են Հայաստանի նշված շրջանի, Կարպատների, ինչպես նաև Արևմտյան Եվրոպայի մի շարք մարզերի (4—6, 8—11) ստորին, միջին էոցենի նստվածքները:

ЛИТЕРАТУРА

1. **Башкиров Л. В.** Орбитоиды и их значение для стратиграфии палеогена. Бюлл. М-о-ва Исп. природы, отд. геологии, т. XXXIII, (2), 1958.
2. **Белмустаков Е.** Фосилите на Болъгария, IV Палеоген. Големи фораминифер, 1958.
3. **Габриелян А. А.** Семь нуммулитовых горизонтов в палеогеновых отложениях Армении. ДАН АрмССР, т. XXV, № 3, 1957.
4. **Григорян С. М.** Нуммулиты горизонта с Nummulites millecaput из верхнеэоценовых отложений АрмССР. Изв. АН АрмССР (геол. и геогр. науки), т. XIV, № 2, 1961.
5. **Григорян С. М.** Новые подвиды нуммулитов из верхнеэоценовых отложений Армении. ДАН АрмССР, т. XXX II, №, 2, 1961.
6. **Немков Г. И.** Нуммулиты и орбитоиды Покутско-Мармарошских Карпат и Северной Буковины. Мат. по биостратиграфии западных областей УкрССР, Москва, 1955.
7. **Douvillé H.** Revision Orbitoides, 2-ne partie. Bull. Soc. Géol. France, sér. IV, t. XXIII, 1922.
8. **Kecskeméti T.** Die Discocyliniden des südlichen Bakonygebirges. Annales Hist.-Nat. Musei Nationalis Hungarich. Budapest, 1959.
9. **Schlumberger Ch.** Troisième note sur les Orbitoides. Bull. Soc. Géol. France, sér. IV, t. III, 1903.
10. **Schlumerger Ch.** Quatrième nota sur les Orbitoides. Bull. Soc. Géol. France, sér. IV, t. IV, 1904.
11. **Schweighauser J.** Mikropaläont. und stratigr. Untersuchungnn im Paleocaen und Eocen des Vicentin (Norditalien), mit besonderer Berücksichtigung der Discocycl. und Asterocycl. (Schweiz. Pal. Abh. 70, 1953.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XV, № 4, 1962 Геологич. и географич. науки

СТРАТИГРАФИЯ

С. К. АРЗУМАНЯН

СХЕМА СОПОСТАВЛЕНИЯ РАЗРЕЗОВ ВЕРХНЕОЛИГОЦЕНОВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ОКТЕМБЕРЯНСКОГО, ЕРЕВАНСКОГО И НАХИЧЕВАНСКОГО ПРОГИБОВ

В последнее время, в связи с поисками нефти и газа, в Октемберянском районе скважинами вскрыт своеобразный геологический разрез, отличающийся от разреза Ереванского района.

В разрезе представлен мощный комплекс лагунно-континентальных, лагунных и соленоводных образований, который расчленяется на следующие свиты (снизу вверх) (фиг. 1): 1. Песчаниковая. 2. Нижнепестроцветная. 3. Октемберянская. 4. Верхнепестроцветная. 5. Соленосная. 6. Глинистая.

В литологическом отношении выделенные свиты обособлены минерало-петрографическим составом пород и содержанием органических и растительных остатков.

Однако в этих породах не обнаружены характерные руководящие формы фауны, определяющие возраст этих образований.

На основании вышеперечисленных признаков в отдельных свитах выделены подсвиты и пачки, которые четко прослеживаются как в имеющихся обнажениях, так и в разрезах скважин. Ниже приводится краткая характеристика выделенных свит и подсвит этого района.

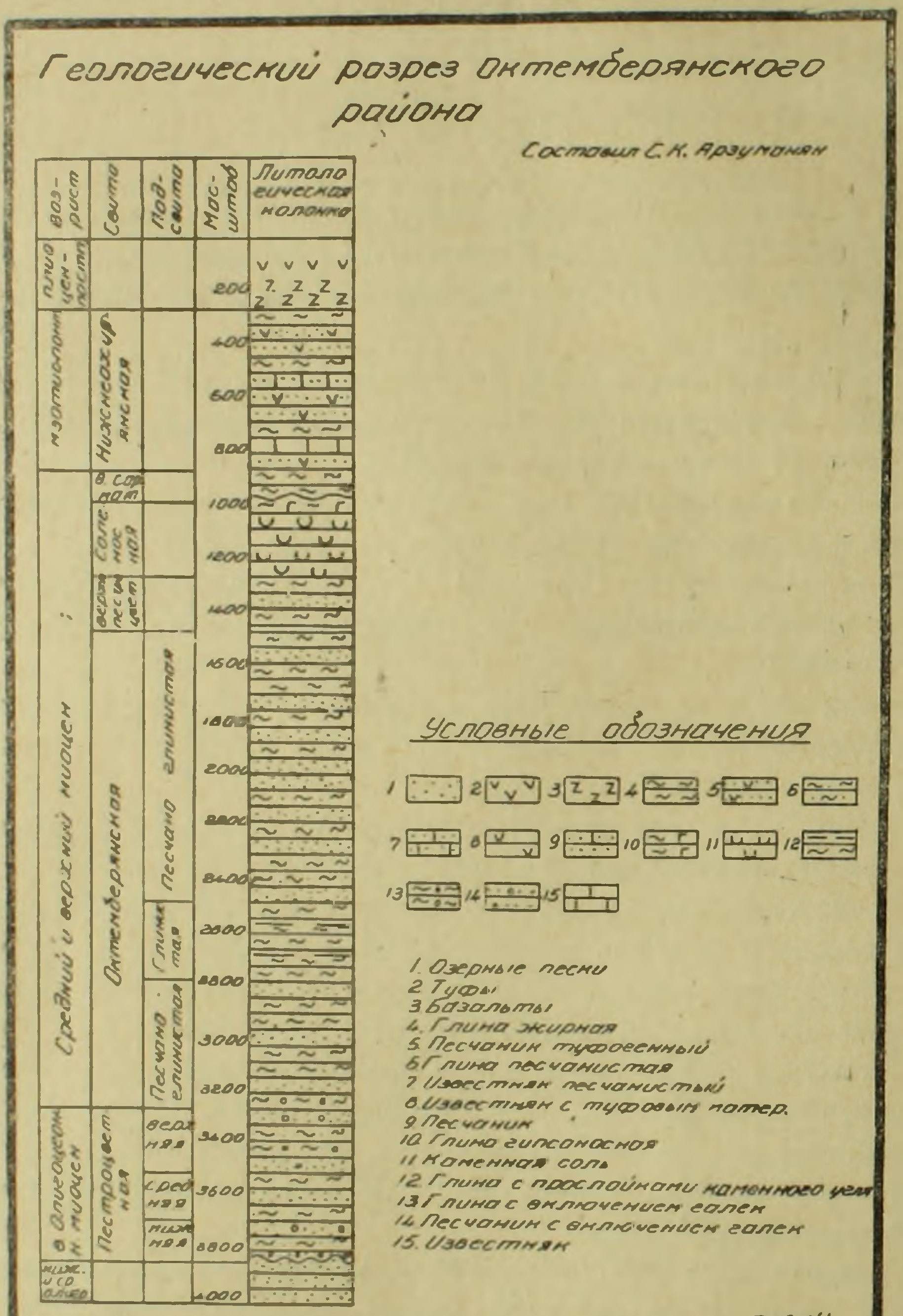
1. *Песчаниковый горизонт.* В Призабойной части Октемберянской опорной скважины (2626—2763 *м*) пройдены образования песчаникового горизонта, которые по характеру пород, минералого-петрографическому составу и содержанию остатков растительности отличаются от таковых нижнепестроцветной свиты.

По данным А. И. Месропяна и И. Г. Гаспарян, минералого-петрографический состав пород этой пачки также отличается от такового нижнепестроцветной свиты и имеет некоторое сходство с таковым шорахбюрской свиты Ереванского района. Кроме того, как в образованиях шорахбюрской свиты, так и в породах этой пачки встречаются обуглившиеся остатки растительности.

При тщательном разборе кернового материала, каротажных диаграмм и БКЗ допускается наличие перерыва между этим горизонтом и нижнепестроцветной свитой. На протяжении 137 *м* всего поднято 3,5 *м* керна и, к сожалению, в этих образцах не была обнаружена как микро-, так и макрофауна.

На основании приведенных данных мы склонны эту пачку условно отнести к нижнему и среднему олигоцену.

2. *Нижнепестроцветная свита* залегает трансгрессивно над песчаниковым горизонтом и состоит из трех подсвит: нижней, средней и верхней.



Фиг. 1.

Нижняя подсвита, мощностью 135 *м*, сложена пестроцветными песчаниками и глинами с включением галек магматических и метаморфических пород, а средняя подсвита (мощность 160 *м*) сложена пестроцветными глинами и песчаниками. Верхняя подсвита состоит из пестроцветных песчаников и глин с включением галек. Мощность подсвиты 250 *м*.

3. *Октемберянская свита*, мощностью 1800 *м*, состоит из трех подсвит: нижней — песчано-глинистой, средней — глинистой и верхней — песчано-

глинистой. При этом песчано-глинистая (нижняя) подсвита, мощностью 500 *м*, состоит из серых, темно-серых, зеленоватых песчаников и глин. Кроме того, в нижней части подсвиты встречаются редкие включения гальки магматических и метаморфических пород. Присутствие редких галек в нижней части подсвиты свидетельствует о постепенном переходе от пестроцветной в октемберянскую свиту.

Средняя подсвита — глинистая, мощностью 300 *м*, всецело состоит из глин с редкими прослойками (линзы) каменного угля. В этой подсвите встречаются остатки рыб и мелкие формы пресноводных молюсков. Переход от нижней подсвиты к средней постепенный. Верхняя подсвита — песчано-глинистая, мощностью 1000 *м*, состоит из серых, темно-серых, зеленоватых песчаников с прослойками глин, содержащих пресноводную фауну. Переход средней глинистой подсвиты в верхнюю песчано-глинистую постепенный.

В образованиях октемберянской свиты обнаружены: *Paludinidae (Operculum), Cypridae, Planorbis sp., Cytheridae, Limnocythere sp.* и др. (Определение М. И. Мандельштама). По мнению этого автора, приведенная фауна имеет тортон-сарматский характер.

Кроме того, следует отметить, что в образованиях обнаженной части свиты С. А. Бубикян определены *Candonella schubinae Mandelstam, Ilyocypris ex gr. Brady g. sars, Cyprideis, Discorbis sp.*

По мнению С. А. Бубикян вышеприведенная фауна имеет сарматский облик.

4. *Верхнепестроцветная свита.* Над октемберянской свитой совершенно согласно залегают породы верхнепестроцветной свиты, представленной пестрыми глинами и песчаниками. Мощность свиты 200 *м*.

5. *Соленосная свита* связана с подстилающей верхнепестроцветной постепенным переходом и представлена каменной солью с прослойками глин, мергелей и песчаников, мощностью 300 *м*.

Как в пестроцветной, так и в соленосной свитах органические остатки не обнаружены.

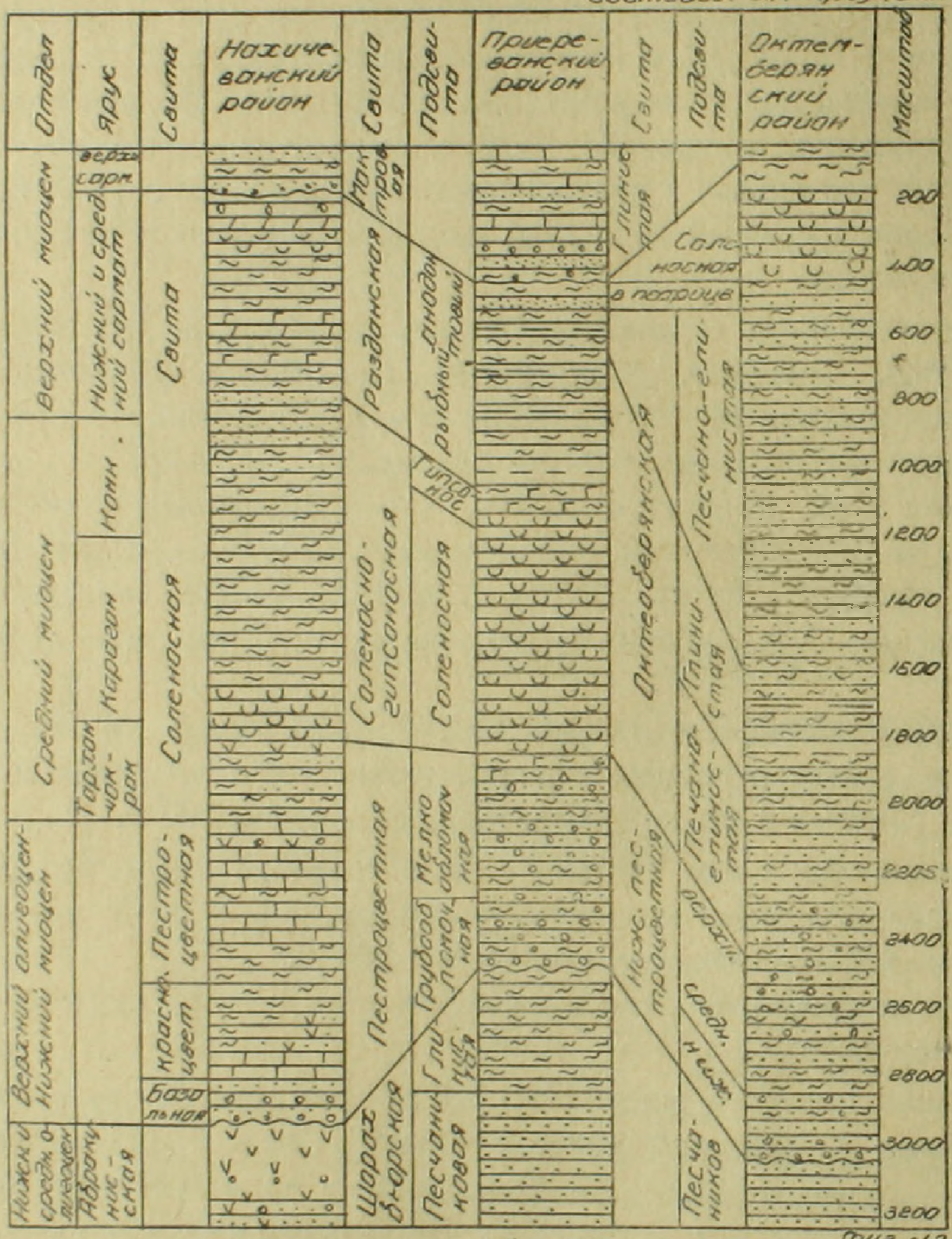
6. *Глинистая свита*, мощностью 300 *м*, залегает над соленосными образованиями. В образцах глинистой свиты Д. Агаларовой определен следующий комплекс микрофауны: *Limnocythere noraschenensis Vorosthilova, Candona pseudocircumflusa Voroschilova, Ilyocypris brady Sars., Ovulites sarmatica Chalilov, Cibicides littoraiis Brady, Cyprideis punctullatula Brady*, характерный для верхнего сармата.

Анализируя приведенные данные, можно отметить, что лагунные, лагунно-континентальные и соленоводные свиты Октемберянского района образовались в период от верхнего олигоцена до верхнего миоцена включительно. При этом стратиграфическое положение отдельных свит и подсвит остается неуточненным.

Учитывая то обстоятельство, что лагунные, соленоводные и лагунно-континентальные образования Ереванского и Нахичеванского прогибов

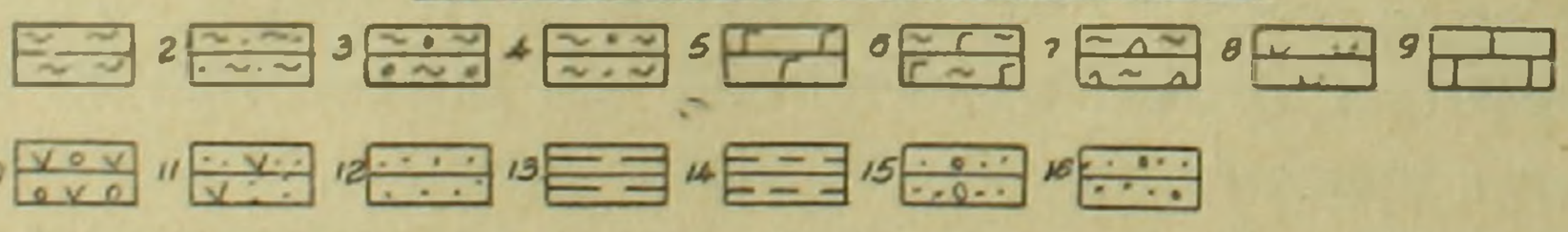
СХЕМА

сопоставления верхнеолигоценовых-миоценовых отложений Октемберянского, Ереванского, Нахичеванского прогибов



Фиг №2

Условные обозначения



1. Глина 2. Глина песчанистая 3. Глина с галькой 4. Глина, песчанистая с галькой 5. Гипс 6. Глина гипсоносная 7. Глина ангидритоносная 8. Каменная соль. 9. Известняк 10. Вулканические брекчии 11. Песчаник туфогенный. 12. Песчаник 13. Каменный уголь 14. Горючие сланцы. 15. Песчаник с галькой. 16. Песчаник с мелкой галькой

Фиг. 2.

также образовались в период от верхнего олигоцена и до сармата включительно и их возраст обоснован фаунистически, целесообразно геологический разрез Октемберянского района сопоставить с таковым указанных районов (фиг. 2).

Ниже приводится краткое описание геологического разреза Нахичеванского района по Ш. А. Азизбекову [1] (снизу вверх).

1. Верхнеолигоценовые и нижнемиоценовые отложения, мощностью 850 *м*, представлены красно-бурыми базальными конгломератами, гравелитами, песчаниками, туфоконгломератами, туфобрекчиями, известняками, глинами и алевролитами.

Эта толща содержит: *Lymnaea sp., Natica sp., Planorbis (Planorbarius) ex gr. cornucopiae Baily., Hydrobia ex gr. ocuta Brann.* и др. Из микрофауны эта толща содержит: *Miliolina sp., Rotalia sp., Anomalina sp., Gyroidina sp., Dendritina sp.* и др.

При сопоставлении этой микрофауны с таковой асмарских известняков юго-западного Ирана устанавливается некоторая общность форм.

На основании общности микрофауны Нахичевана и юго-западного Ирана, Ш. А. Азизбеков [1] определяет возраст толщи как верхнеолиго-цен-нижнемиоценовый.

2. Тархан-чокракские слои (мощностью 40—250 *м*) представлены зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами, глинами, мергелями и мелкобрекчиевидными туфами андезитов (район *с.* Садарак), которые содержат: *Bittium digitatum Zhizh., Hydrobia kubanica Zhizh., Turritella ex gr. tricarinata Brocc., Turritella cf. vermicularis Brocc., Potamides (Terebralia) bidentotus Defr., Potamides pictus var. elongata Stch*, указывающие на тархан-чокракский возраст пород.

3. Караганский горизонт (мощностью 100—600 *м*) представлен красновато-бурыми глинами, песчаниками, алевролитами с мощными линзами каменной соли, гипса и ангидрита. Этот горизонт фаунистически слабо охарактеризован.

4. Конкский горизонт (мощностью 60—350 *м*) представлен серыми и зеленовато-серыми известковистыми песчаниками, алевролитами, глинами и гравелитами, содержащими *Pholas ex gr. bogatschovi Ossip., Barnea aff. sinzovi Ossip., Barnea pseudoustjurtensis Bog., Barnea ex gr. ustjurtensis Eichw.* В этих же породах определена микрофауна: *Miliolina ex gr. consobriana d'Orb., M. ef. haidindgeri d'Orb., M. articulinoides sp. nov., M. bejukdusica sp. nov., Rotalia beccari Linne., Cyprides punctilata, Nonion sp.* и др., формы, характерные для конкского горизонта.

5. Нижне и среднесарматские слои (мощностью до 650 *м*) представлены гипсоносными песчано-глинистыми отложениями, содержащими: *Hyocypris sp., Limnocythere ex gr. alveolata Suz., Candona ex gr. lactea, Miliolina cf. perlucida Bogd., Miliolina reussia Bogd., Cytheridea punctillata Brady.* В этих породах обнаружены также остатки рыб.

Состав фауны, а также залегание слоев между фаунистически охарактеризованными породами конка и верхнего сармата, указывают на нижне-среднесарматский возраст данных пород.

6. Верхнесарматские отложения трансгрессивно залегают на подстилающих породах и представлены серыми и светло-серыми глинами, песчаниками и конгломератами, содержащими: *Mactra crassicolis Sinz.*, *Mactra ex gr. naviculata Baiey.*, *Mactra aff. caspia Eichw.*

Теперь приведем геологический разрез Ереванского района по А. А. Габриеляну [3] (снизу вверх):

1. Пестроцветная свита (мощностью до 750 *м*) представлена кирпично-красными глинами и песчаниками с прослойками конгломератов. Как в глинах, так и в песчаниках встречаются включения галек. Органические остатки в образованиях пестроцветной свиты не обнаружены. Эта свита трансгрессивно залегает над фаунистически охарактеризованными образованиями нижнего и среднего олигоцена, и покрывается гипсоносно-соленосными породами среднего миоцена, поэтому возраст их определяется как верхнеолигоцен-нижнемиоценовый.

2. Соленосно-гипсоносная свита (мощностью 700 *м*) связана с подстилающей пестроцветной свитой постепенным переходом и представлена мощными пластами каменной соли с тонкими прослойками гипса и ангидрита. Верхняя часть свиты, мощностью 100—150 *м*, состоит из гипсоносных пород.

Органические остатки в образцах пород этой свиты не обнаружены, поэтому возраст пород определяется на основании их стратиграфического положения как среднемиоценовый.

3. Раздаиская свита (мощностью до 600 *м*) связана с подстилающей соленосной свитой постепенным переходом и представлена в нижней части разреза сланцеватыми глинами с прослойками горючих сланцев, а в верхней — песчано-глинистыми образованиями.

Следует отметить, что в нижней части разреза обнаружены отпечатки и остатки рыб *Clupea lanceolata H. v. Myr.* и др., а в верхней части—пресновидные формы *Anodonta arzniana Bog.* и др. (определение В. В. Богачева). Н. А. Саакян в раздаиской свите определены: *Cyprideis sarmatica, Globorotalia avanensis, Miliolidae, Nonion subgranosus (Egger), Rotalia beccarji (L.), Almaena krazdanica Sahak., Cyprideis torosa-torosa, candonella schubinae Mand.*

4. Верхнесарматские образования (мощностью до 400 *м*) залегают трансгрессивно над подстилающими породами и представлены глинами с прослойками известняков, песчаников и мергелей, содержащими: *Mactra bulgarica Toula. Mactra sinzovi Pavlov, Mactra ketranica Radop., Mactra ex gr. caspia Eichw.* и др. (определения В. В. Богачева, А. А. Габриеляна и Л. М. Радопуло).

При сопоставлении приведенных разрезов видно, что во всех районах в основании соленосных образований залегает пестроцветная свита.

Действительно, от Ереванского района до Нахичеванской мульды эта пестроцветная свита четко прослеживается по бортовой части Арарат-

ской изменности (район *сс.* Шорахбюр, Ацаван, Двин, Веди, Арарат, Араздаян, Садарак, Нерам). При этом в Нахичеванском районе возраст ее обоснован фаунистически как верхнеолигоцен-нижнемиоценовый, а в Ереванском районе, на основании его стратиграфического положения, также отнесен к верхнему олигоцену — нижнему миоцену.

По направлению к Октемберянскому району пестроцветные образования также прослеживаются как в скважинах, так и в обнажениях (район с. Шорахбюр, гор. Ереван, с. Паракар и Октемберянская опорная скважина).

Следует отметить, что литологический состав пород пестроцветной свиты Ереванского района сходен с таковым Октемберянского района и они как в первом, так и во втором районах трансгрессивно залегают над образованиями нижне-среднеолигоценового возраста.

Из вышеприведенных данных явствует, что нижним членом разреза неогеновых отложений сопоставляемых районов повсеместно является пестроцветная свита верхнеолигоцен — нижнемиоценового возраста.

Как в Ереванском, так и в Нахичеванском районах лагунно-континентальные, лагунные и соленоводные образования трансгрессивно перекрываются слоями, содержащими характерную фауну верхнего сармата.

В Октемберянском районе верхняя соленосная свита перекрывается глинистой свитой верхнесарматского возраста.

В этом районе характер залегания глинистой свиты над соленосными образованиями не установлен. Однако, учитывая трансгрессивный характер верхнесарматских пород Ереванского и Нахичеванского районов, возможно, что породы верхнего сармата Октемберянского района также залегают трансгрессивно над подстилающими.

Анализируя приведенный фактический материал, можно отметить, что лагунно-континентальные, лагунные и соленоводные образования Ереванского, Нахичеванского и Октемберянского районов образовались в период, начиная от верхнего олигоцена до верхнего миоцена включительно.

При этом стратиграфическое положение отдельных свит и подсвит остается не уточненным.

При сопоставлении приведенных разрезов становится очевидным, что в последних имеются надежные литолого-палеонтологические реперы, характеризующие место отдельных свит и подсвит в общем разрезе этого мощного комплекса. Так например, рыбный горизонт Ереванского района представлен однородными глинами с прослойками горючих сланцев. В этих образованиях обнаружены остатки и отпечатки рыб. Нижняя часть нижне-среднесарматских пород Нахичеванского района также в основном представлена глинистыми породами, содержащими остатки рыб.

В Октемберянском районе образования с остатками рыб выделены А. Т. Асланяном еще в 1949 г. [2].

Впоследствии в процессе бурения скважин № 1 (опорная) и № 5 (параметрическая) также выделены образования этого горизонта, которые в основном представлены глинами с линзами каменного угля и в которых встречаются остатки рыб.

Действительно, если проследить за разрезами скважин, то видно, что образования рыбного горизонта, начиная от Ереванского района, прослеживаются до берегов *р.* Аракс в Октемберянском районе.

В сторону Нахичеванской мульды (из-за неимения обнажений и пробуренных скважин) вопрос прослеживания несколько затрудняется. Но здесь достаточно отметить, что микрофауна рыбного горизонта — Ереванского, Нахичеванского и Октемберянского районов имеет общий облик.

Анализируя приведенные данные, можно отметить, что средняя-глинистая подсвита октемберянской свиты, рыбная подсвита разданской свиты Ереванского района и нижняя часть нижне-среднесарматских образований Нахичеванской мульды являются синхронными образованиями, возраст которых на основании сходства микрофауны, остатков рыб и характера пород определяется как нижнесарматский.

Под рыбным горизонтом Нахичеванской мульды залегают фаунистически охарактеризованные образования карагана и конка, а в Ереванском районе — соленосно-гипсоносные образования, в которых органические остатки не обнаружены.

На основании приведенных данных можно соленосно-гипсоносные образования (средний миоцен) Ереванского района параллелизовать с караганскими и конкскими образованиями Нахичеванского района.

В Октемберянском районе под средней глинистой подсвитой (рыбный горизонт) октемберянской свиты залегают образования нижней песчано-глинистой подсвиты, которые по стратиграфическому положению параллелизуются с соленосно-гипсоносными образованиями среднего миоцена Ереванского района и караган-конкскими породами Нахичеванской мульды.

В Ереванском районе стратиграфически выше над рыбной подсвитой разданской свиты залегают породы песчано-глинистой подсвиты (анодонтовый горизонт), а в Нахичеванском районе — породы верхнего соленосного горизонта. Как в Ереванском, так и в Нахичеванском районах эти образования трансгрессивно перекрываются фаунистически охарактеризованными породами верхнего сармата.

На основании этих данных можно предполагать, что образования песчано-глинистой подсвиты (анодонтовый горизонт) разданской свиты Ереванского района и породы верхнего соленосного горизонта Нахичеванского района относятся к среднему сармату.

В Октемберянском районе над породами средней глинистой подсвиты октемберянской свиты залегают образования верхней песчано-глинистой подсвиты, которые перекрываются породами верхнепестроцветной и соленосной свит.

Все эти образования перекрываются глинистой свитой верхнесарматского возраста.

На основании приведенных данных верхнюю песчано-глинистую подсвиту октемберянской свиты, верхнепестроцветную и соленосную свиты можно отнести к среднему сармату.

Вышеописанные свиты Октемберянского разреза перекрываются образованиями нижнеахурянской свиты, обнажающимися на территории, расположенной между *сс.* Хербеклу и Бахчалар, которые по данным А. Т. Асланяна [2], имеют мэотис-понтический возраст.

Управление геологии и охраны недр
при Совете Министров Армянской ССР,
Экспедиция „Нефтеразведка"

Поступила 19. IV. 1962.

Ա. Կ. ԱՐԶՈՒՄԱՆՅԱՆ

ՀՈԿՏԵՄԲԵՐՅԱՆԻ, ԵՐԵՎԱՆԻ ԵՎ ՆԱԽԻՋԵՎԱՆԻ ՇՐՋԱՆՆԵՐԻ ՎԵՐԻՆ ՕԼԻԳՈՑԵՆԻ ԵՎ ՆԵՈԳԵՆԻ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՀԱՄԱՊՐՄԱՆ ՍԽԵՄԱՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Նավթի որոնման աշխատանքների ընթացքում, Հոկտեմբերյանի հորատանցքերում հատվել է յուրահատուկ ապարների մի կոմպլեքս, որը իր կազմությամբ տարբերվում է Երևանի շրջանի ապարներից։ Հոկտեմբերյանի շրջանի կտրվածքում մասնակցում են լագունային, լագունա-ցամաքային և աղաբեր շերտախմբեր։

Այդ կտրվածքում, ներքևից վերև, առանձնացված են հետևյալ շերտախմբերը. ա) Ավազաքարային, բ) Ստորին խայտաբղետ, գ) Հոկտեմբերյանի. դ) Վերին խայտաբղետ, ե) Աղային և զ) Կավային։

Կավային շերտախմբում Դ. Աղալարովայի տվյալներով, հայտնաբերված է վերին սարմատի յուրահատուկ ֆաունա։

Բացի դրանից պարզված է նաև, որ ստորին խայտաբղետ շերտախումբը տեղադրված է տրանսգրեսիվ կերպով ավազաքարային շերտախմբի ապարների վրա։ Ավազաքարային շերտախմբում որևէ օրգանական մնացորդներ չեն հայտնաբերվել, բայց Երևանի շրջանում խայտաբղետ ապարների շերտախումբը տրանսգրեսիվ տեղադրված է ստորին և միջին օլիգոցենի ապարների վրա, այդ իսկ պատճառով պետք է ենթադրել, որ Հոկտեմբերյանի շրջանի ավազաքարային շերտերը նույնպես ունեն ստորին և միջին օլիգոցենյան հասակ։

Վերոհիշյալ տվյալների հիման վրա, ենթադրվում է, որ Հոկտեմբերյանի շրջանի ապարների երկրաբանական կտրվածքները համանման են Նախիջևանի և Երևանի շրջանի կտրվածքներին։ Ելնելով վերոհիշյալից, Հոկտեմբերյանի շրջանում անջատված որոշ շերտախմբերի ստրատիգրաֆիան մնում է անորոշ։

Քանի որ Նախիջևանի և Երևանի կտրվածքների հասակը որոշված է ավելի ճշգրիտ, այդ պատճառով, մենք համեմատելով ուսումնասիրվող շրջանի կտրվածքը վերջիններիս հետ, հանգել ենք այն եզրակացությանը, որ տվյալ շերտախմբերում ունենք այնպիսի լիթոլոգիական շերտեր, որոնք կարող են հանդիսանալ ստրատիգրաֆիկական հենակետեր։ Այդ տիպի ստրատիգրաֆիական շերտ է հանդիսանում բրածո ձկներ պարունակող հորիզոնը, որը մասնակցում է, թե Հոկտեմբերյանի, և թե Երևանի ու Նախիջևանի կտրվածքներում։ Այդ շերտերը Նախիջևանի կտրվածքում ունեն ստորին սարմատի հասակ,

որը հիմնավորվում է նրա ստրատիգրաֆիական դիրքով (տեղադրված է ֆաունա պարունակող կոնկի և վերին սարմատի շերտախմբերի միջև)։ Բրածո ձրկներ պարունակող շերտերը Երևանի շրջանում նույնպես ունեն ստորին սարմատի հասակ։ Այս հորիզոնի ապարները տարածված են նաև Հոկտեմբերյանի շրջանում։

Այսպիսով, կարելի է ենթադրել, որ Հոկտեմբերյանի կտրվածքի բրածո ձկներ պարունակող շերտերը նույնպես ունեն ստորին սարմատյան հասակ։

Ելնելով բրածո ձկներ պարունակող շերտի ստրատիգրաֆիական դիրքից կարելի է ենթադրել, որ միջին միոցենի ընթացքում Երևանի շրջանում գոյացել են միայն աղային, Նախիջևանի շրջանում՝ աղա-կավա-ավազաքարայինիսկ Հոկտեմբերյանի շրջանում՝ կավա-ավազաքարային նստվածքներ։

Միջին սարմատում Հոկտեմբերյանի և Նախիջևանի շրջաններում գոյացել են աղա-ավազաքարա-կավային նստվածքներ, իսկ Երևանի շրջանում՝ միայն ավազաքարա-կավային նստվածքներ։

ЛИТЕРАТУРА

1 Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. Гостоптехиздат, Москва, 1961.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, Ереван, 1958.
3. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XV, № 4, 1962 Геологич. и географич. науки

ПЕТРОГРАФИЯ

А. П. ЛЕБЕДЕВ, Э. Г. МАЛХАСЯН

К ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ ЮРСКИХ КВАРЦЕВЫХ ПЛАГИОПОРФИРОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Территория Армянской ССР является областью бурного развития юрского вулканизма, приведшего к накоплению мощных толщ эффузивных и пирокластических пород и появлению многочисленных и разнообразных по составу и условиям залегания субвулканических образований. На протяжении юрского этапа вулканизма отчетливо наблюдается смена кислотности магмы от средне-основного к кислому составу, завершающаяся образованием эффузивно-субвулканического комплекса кварцевых порфиров (кварцевых плагиопорфиров) в доггере и кварцевых альбитофиров в мальме. Особое положение среди последних в Сомхето-Карабахской геотектонической зоне занимают так называемые кварцевые порфиры (которые, судя по их минералогическому и химическому составу, правильнее называть кварцевыми плагиопорфирами), выходы которых в республике известны в пределах Алавердского, Кафанского и Шамшадинско-Иджеванского антиклинориев.

Ниже кратко суммированы материалы по геологии и петрографии кислых членов вулканогенной юры отдельных районов Армении и рассмотрены некоторые общие черты, позволяющие относить все эти образования к единой формации. В основу положены как материалы собственных исследований авторов (Э. Г. Малхасян по Кафанскому и Алавердскому, А. П. Лебедев по Шамшадинскому районам), так и материалы многочисленных других исследований [2, 5, 8, 9, 11, 16, 17, 20, 25, 30].

Алавердский рудный район

В стратиграфическом разрезе Алавердского рудоносного района, к нижней части которого приурочены кварцевые порфиры, главная роль принадлежит юрским отложениям, местами перекрытым породами мелового и палеогенового возрастов.

Положение кварцевых порфиров, обнаженных в районе Ахтальского месторождения, до недавнего времени оставалось неустановленным в стратиграфическом разрезе. К. Н. Паффенгольц [29] этот горизонт кварцевых порфиров отнес к нижней юре по аналогии с разрезами Мровдагского хребта в Азербайджане и Лок-Джиндарского массива в Грузии. О. С. Степанян [32, 33] вначале предполагал, что кварцевые порфиры образуют горстообразные участки, приподнятые среди нижних порфиритов,

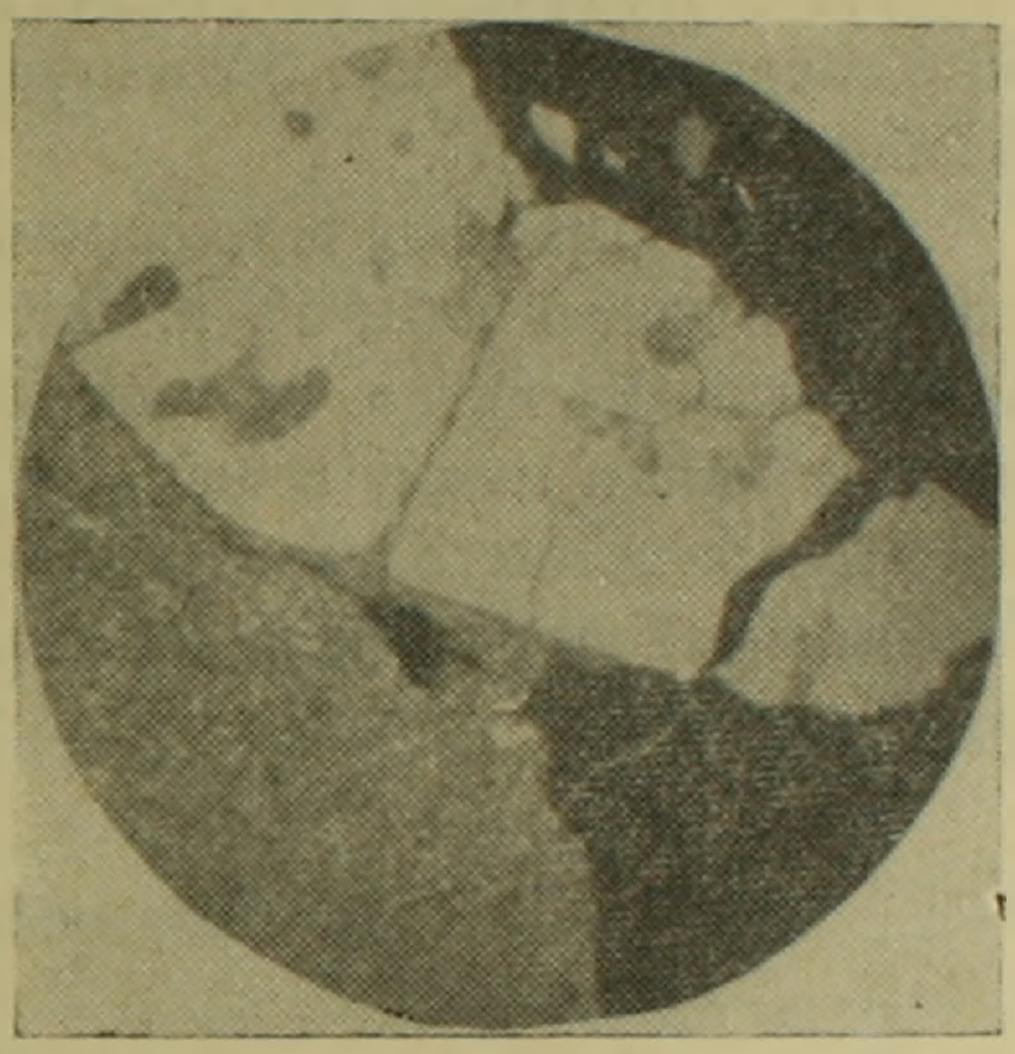
а позднее отнес их к межформационным внедрениям среди последних. По А. Т. Асланяну [9] порфиры представляют гипабиссальные интрузивные образования, внедрившиеся в нижнеюрское время в толщу вулканогенных пород среднего и основного состава и слагающие куполообразное тело, иногда с рвущими контактами. Н. Р. Азарян [3] относит их к ахтальской свите верхнего байоса. Э. Г. Малхасян, П. Ф. Сопко и Н. М. Чернышов [24] эту толщу рассматривают как комплекс субвулканических образований, сопровождающийся нормальными эффузивными и пирокластическими породами близкого состава, образовавшимися из одного и того же магматического очага и являющимися внутриформационными образованиями среди пород зеленокаменной толщи — дебедской (дебедачайской) свиты. Подтверждением этому служит и то обстоятельство, что из буровых скважин на Ахтальском месторождении ниже кварцевых порфиров вскрыты эффузивные породы, аналогичные по составу прекрывающим их вулканическим породам среднего состава.

В 1959 г. Н. М. Чернышову удалось выявить центральную часть этого сложного вулканического аппарата. В западной части Ахтальского рудного поля кварцевые плагиопорфиры и кварцевые порфириты с их пирокластами переслаиваются с вулканическими и лавовыми брекчиями андезитового и андезито-дацитового состава и их туфами и туффитами. Наблюдаются довольно сложные и резкие фациальные переходы между породами ахтальской свиты и вмещающими их породами дебедской свиты. Следует заметить, что хотя в центральной части Ахтальского месторождения значительно преобладают интенсивно гидротермально измененные кварцевые плагиопорфиры и кварцевые порфириты, тем не менее реликты обломочно-туфового строения нередко наблюдаются здесь довольно отчетливо. Таким образом, этими авторами выделена ахтальская свита кварцевых порфиров, являющаяся внутриформационным образованием внутри дебедской свиты.

Новый выход кварцевых порфиров на правом берегу *р.* Дебед (в 0,5 *км* к югу от ст. Ахтала) был обнаружен Б. С. Вартапетяном [12] в толще эффузивов, их туфов и туфовых брекчий низов разреза, а позднее Э. Г. Малхасян, П. Ф. Сопко и Н. М. Чернышов [24] обратили внимание на субвулканический облик правобережных кварцевых порфиров. Контакты кварцевых порфиров с окружающими породами явно секущие, боковые породы окварцованы на расстояние до 1,5 *м* от контакта. Вкрапленники представлены кварцем, кислым плагиоклазом и очень редко пертитом. Основная масса фельзитовая. Породы сходны с неизмененными разностями кварцевых порфиров Ахтальского месторождения. Весьма близкие породы встречены в керне буровых скважин, а в последнее время обнаружены в северо-западной части месторождения на склонах долины *р.* Учкилиса. Они образуют здесь инъекции в гидротермально измененных порфиритах и одновременно внедряются в вышележащие вулканические породы среднего и основного состава. На этом же участке встречаются брекчии и туфы кварцевых порфиров. Следует заметить, что реликты обломочно-туфового строения нередко наблюдаются и в толще гидротер-

мально измененных кварцевых порфиров Ахтальского месторождения. Таким образом, толщу ахтальских кварцевых плагиопорфиров можно рассматривать как комплекс субвулканических образований, сопровождающихся лавовыми пирокластическими породами близкого состава, образовавшимися из одного и того же магматического очага.

К более поздним инъекциям, непосредственно связанным с кварцевыми порфирами Ахталы, относятся дайки кварцевых порфиров, встреченные в бассейне нижнего течения *р.* Учкилиса между Ахтальским и Шамлугским месторождениями. Длина даек превышает 1000 *м*, мощность колеблется от 5 до 15 *м*, они пересекают различные горизонты толщи эффузивов и пирокластов среднего и основного состава. Жильные кварцевые порфиры встречены также на самом Шамлугском месторождении (скважина 268, на глубине 486,15—489,8 *м*) среди так называемой толщи «туфобрекчий порфирита», согласно залегающей на толще эффузивов и пирокластов среднего и основного состава. В петрографическом отношении (структура и минералогический состав пород) жильные кварцевые порфиры аналогичны вышеописанным кварцевым порфирам правобережья *р.* Дебед.



Фиг. 1. Корродированный вкрапленник кварца из кварцевого плагиопорфира. Ув. 72, ник. +.

Петрографическая характеристика. По минералогическому составу породы эффузивной и субвулканической фации Алавердского рудного района имеют между собой очень большое сходство.

В неизмененных разностях кварцевые порфиры обладают светло-зеленовато-серой или серой окраской. В зонах разрывных нарушений они раздроблены и подверглись значительным гидротермальным изменениям, приобретая беловато-серую с буроватым оттенком окраску; вкрапленники кварца и плагиоклаза в них выделяются довольно резко.

Фенокристаллы кварца корродированы и раздроблены с последующим выполнением трещин пелит-карбонатным веществом. Количество вкрапленников кварца составляет 20—25% объема породы. Кварц нередко является преобладающим в составе вкрапленников, обладая неправильной, иногда изометричной формой, с оплавленными краями, размером от 0,02 *мм* до 2 *мм*, изредка до 1 *см*. В основной массе кварц нередко образует скопления. Иногда вокруг кварца отмечаются оторочки, представленные рудным минералом. Поздний или вторичный кварц с неравномерными очертаниями зерен и волнистым угасанием часто встречаются в основной массе или выполняет трещины (агрегатный) (фиг. 1). Плагиоклаз, представленный призматическими кристаллами, замещен серицитом, альбитом

и кальцитом. Иногда плагиоклаз замещен мелкозернистыми агрегатами кварца. В свежих разностях плагиоклаз определяется как олигоклаз-андезин. Серицит не только замещает плагиоклаз, но и в виде чешуек выполняет промежутки между кварцем и полевым шпатом. Кальцит, каолин и хлорит развиты как по вкрапленникам, так и в основной массе. Иногда отмечается барит, выполняющий (в окварцованных разностях) микротрещинки, и апатит. Основная масса кварцево-полевошпатовая и состоит из мелких зерен кварца и серицитизированного плагиоклаза (альбита). Структура основной массы микрогранитовая, иногда аллотриоморфнозернистая или фельзитовая.

На основании петрографического и химического изучения описываемые образования могут быть отнесены к кварцевым плагиопорфирам (подробнее см. ниже)*.

Из сопоставления петрохимических особенностей жильных кварцевых порфиров правого берега *р.* Дебед и кварцевых порфиров Ахтальского месторождения видно, что, несмотря на некоторые различия, все эти породы близки между собой и, по-видимому, представляют продукты одного магматического очага. Этот очаг действовал в среднеюрское, точнее—доверхне-байосское время, так как в перекрывающих вулканогенные породы песчаниках верхнего байосса-бата кварцевые порфиры отсутствуют.

Шамшадинский район

Толща кварцевых порфиров Шамшадинского района северной части Армянской ССР в стратиграфическом отношении соответствует кварцпорфировой толще Алавердского района и ущелья *р.* Агстев и принадлежит, согласно существующим представлениям, к верхнему байосу [5, 9].

К востоку эта толща прослеживается вдоль северного склона Малого Кавказа, в разрезах долин *рр.* Асрик, Дзегам, Шамхор и др. [1, 2, 5, 26, 27].

Наиболее полно разрез толщи вскрывается в ущелье *р.* Мехраб на протяжении около 7 *км;* общая мощность толщи составляет здесь по одним авторам [9] около 900 *м,* по другим (Р. Н. Абдуллаев) около 450—500 *м.* Менее полные разрезы (сокращенные за счет внедрения гранитоидных интрузий) имеются в ущельях *рр.* Тауз и Навур.

Приводим более подробную характеристику толщи преимущественно по данным изучения разреза по *р.* Мехраб.

Верхние горизонты толщи, обнажающиеся вблизи с. Кирги, сложены массивными голубовато-серыми порфирами с частыми кварцевыми (2—3 *мм)* и редкими плагиоклазовыми вкрапленниками. Последние здесь (как и во всей толще) обычно розоватые, каолинизированные и карбонатизированные.

---

* Н. Р. Азарян [3] описываемые кислые породы относит к кварцевым порфиритам, что неверно.

Тот же характер в общем сохраняют порфиры и ниже по разрезу, прослеживающемуся в западном борту дол. *р.* Мехраб на несколько сотен *м* по вертикали. Петрографический состав порфиров несколько варьирует в зависимости от размеров и густоты расположения фенокристов. Некоторые разности обладают почти афировым типом строения — кварц концентрируется лишь в мезостазисе (базокварцевые порфиры). Местами наблюдается грубо послойное чередование порфиров, различающихся по составу и по содержанию фенокристов. Такие структуры наблюдаются иногда в пределах одного и того же потока.

В этой, также как и в более низких частях описываемого разреза, среди лавовых наблюдаются и экструзивные фации порфиров. Последние представлены дайками и жилами с крутым или вертикальным залеганием и обычно небольшой мощностью (1—3 *м*). Имеются признаки присутствия и более мощных субвулканических тел, о чем можно, в частности, судить по присутствию на некоторых участках в порфирах отчетливо выраженной флюидальности, падающей под крутыми углами; в этих же участках иногда заметна и трахитоидность в виде субпараллельной ориентировки в расположении вкрапленников. Такие участки с вертикальным залеганием флюидальности, как это показывают наблюдения в других, хорошо изученных районах (например в неогеновых липаритах Карпат) [31], отвечают внутренним участкам крутопадающих экструзивных тел.

Породы экструзий близки по своему петрографическому облику к породам покровов, иногда отличаясь лучшей раскристаллизованностью; таковы дайки в устье *р.* Ахинджа и др.

Химический анализ породы одной из даек обнаруживает ее несколько повышенную щелочность, что может служить указанием на некоторое усиление щелочности к концу периода кислых излияний.

Далее по разрезу толщи по дол. Мехраб (т. е. в ее средних и нижних горизонтах) продолжают доминировать серые мелкокварцевые порфиры с отдельными участками более крупнопорфировых и одновременно обычно красноватых (ожелезненных и каолинизированных) разностей, а также базокварцевых афировых фельзитов и базокварцевых порфиров. В 2 *км* ниже впадения *р.* Ахинджа среди крупнопорфировых лав встречены участки порфиров флюидального строения (вертикальная ориентировка флюидальности). В этих частях разреза встречаются маломощные (обычно менее 10 *м*) прослои и жилоподобные тела пирокластов типа лавобрекчий и туфолав, содержащих мелкий оскольчатый материал из кварцевых порфиров, погруженный в лавовую или туфовую массу.

В низах разреза отмечены более мощные прослои аггломератных туфов и туфобрекчий с обломками обычно не более 7—10 *см* (типа лапиллевых туфов). Среди преобладающего порфирового материала попадаются обломки нижнеюрских порфиритов и (еще реже) — гранитоидов и алевролитов.

Нижний (южный) контакт порфировой толщи закрыт. Далее к югу, уже в области порфиритов встречена дайка красного кварцевого порфи-

ра 35 *м* мощности, содержащая наряду с преобладающим альбитом, также вкрапленники сильно разложенного ортоклаза.

В разрезе по *р.* Тауз наблюдаются примерно такие же соотношения, что и в Мехрабском разрезе; экструзивные формы здесь встречаются реже; в верхах толщи констатируется небольшой прослой более основных лав с реликтами вкрапленников роговой обманки.

В разрезе по ущелью *р.* Навур играют более значительную относительную роль пирокласты (средние и нижние горизонты толщи), представленные туфоагломератами, туфобрекчиями, местами туфоконгломератами. В этом разрезе наблюдается прорывание вулканогенных отложений инъекциями гранитоидов и аплитов, в экзоконтактах которых наблюдается усиленное окварцевание и другие изменения в порфирах. В основной их массе усиленно развиваются кварцевые жеоды, миндалинки, хлопьевидные выделения вторичного кварца и т. п. образования, усиливается серицитизация и каолинизация, местами пиритизация.

Анализируя состав и строение кислой вулканогенной толщи Шамшадинского района, можно придти к заключению, что эта толща сформировалась в результате нескольких последовательных эруптивных актов, совершавшихся, вероятно, из небольшого числа вулканических центров, наиболее крупные из которых (судя по мощности лавовых накоплений) располагались в области бассейнов *рр.* Мехраб, Асрик и Дзегам. Изверглась кислая неоднородная по степени раскристаллизации и вязкости магма, создавшая потоки различной мощности. Судя по составу эффузивной толщи, взрывные явления играли более значительную роль лишь на этапах ее развития, а в дальнейшем преобладали лавовые излияния и на заключительных фазах — экструзивная деятельность с образованием субвулканических тел—даек, куполов и т. п.

Петрографическая характеристика. Лавовая фация представлена кварцевыми порфирами с варьирующими по крупности и по частоте распределения в породе кварцевыми и плагиоклазовыми (альбит, альбит-олигоклаз) вкрапленниками. Спорадически присутствуют хлоритизированный биотит, очень редко — измененные амфибол и ортоклаз.

В соответствии с характером вкрапленников и строением основной массы можно выделить типы:

1) кварц-плагиоклазовые порфиры (плагиолипариты)—преобладающий тип (фиг. 2);

2) кварц-ортоклаз-плагиоклазовые порфиры (трахилипариты);

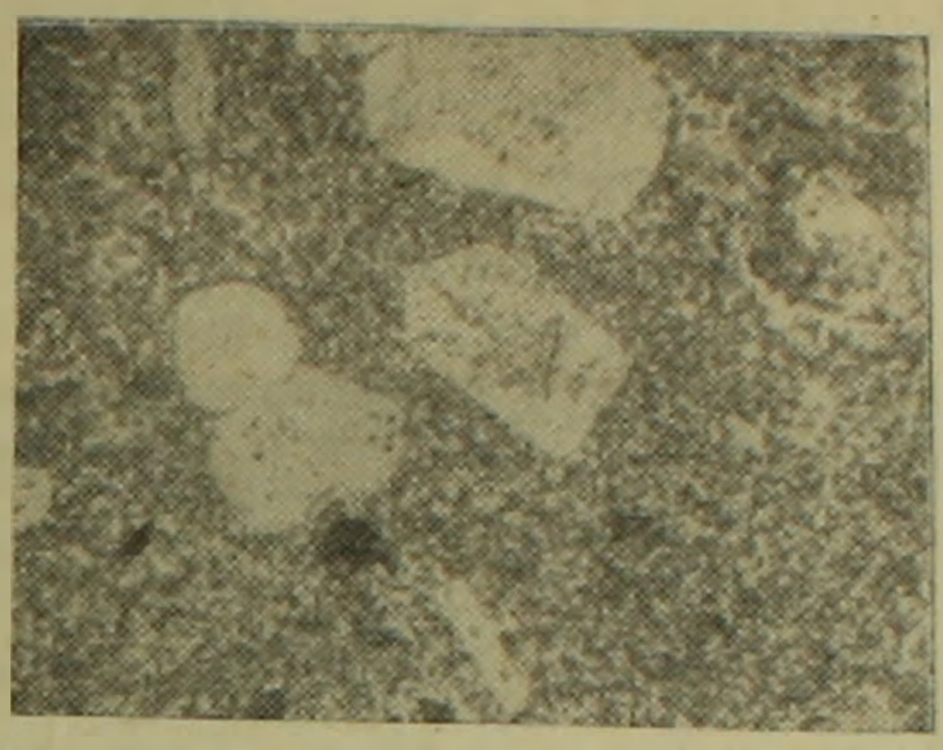
3) кварц-плагиоклаз-амфиболовые порфиры (липарито-дациты);

4) фельзоаплиты и альбититы (афировые породы даек и экструзий).

Размеры и густота распределения вкрапленников варьируют; встречаются прослои афировых, стекловатых или фельзитовых лав, химически сходных с порфировыми; встречаются участки, содержащие оскольчатые, разбитые вкрапленники кварца, вероятно раздробленные в процессе извержения. Вкрапленники кварца обычно глубоко корродированы, вплоть до полной их дезинтеграции. Кроме того, наблюдаются и скелетные его формы, возникшие вероятно в процессе роста [19]. Оскольчатые формы

вкрапленников кварца и полевых шпатов свойственны лавобрекчиям, также как и флюидальные текстуры [15].

Кварц и другие формы кремнезема накоплялись и концентрировались в застывающей породе до самых низкотемпературных стадий. На это указывает присутствие наряду с фенокристами и других форм выделения кварца и кремнезема — мелких зерен кварца в основной массе, хлопьевидных его скоплений, миндалинок и жеод. Характерно также частное развитие гранофировых каемок вокруг кварцевых фенокристов, генезис которых, вероятно, связан с процессами перекристаллизации основной массы под влиянием позднемагматических растворов.



Фиг. 2 Кварцевый плагиопорфир с мелкокристаллической основной массой. Ув. 120, ник. +.

Плагиоклаз обычно замещен серицитом и кальцитом, отчасти эпидотом; в более свежих участках он имеет состав альбита или олигоклаза.

Ортоклаз во вкрапленниках наблюдается очень редко, большая часть калишпата сосредоточена в основной массе. Фенокристы (например в мехрабской дайке) обычно сильно каолинизированы и пертитизированы.

Биотит, обычно полностью хлоритизированный, дает узкие листочки, длиной 0,2—0,5 *мм*.

Основная масса сильно варьирует по структуре, даже в пределах одного шлифа; наиболее распространены фельзитовый и микроаплитовый типы строения. На фоне тонкозернистой массы местами обособляются полоски или линзочки, сложенные кварцевым агрегатом. Иногда эти участки напоминают обломки захваченных лавой кварцитов или песчаников. Фенокристы кварца и полевых шпатов нередко образуют интрателлургические агрегаты, захваченные и раздробленные более поздними порциями лавы.

Все порфиры в большей или меньшей степени изменены — серицитизированы, хлоритизированы и т. п.

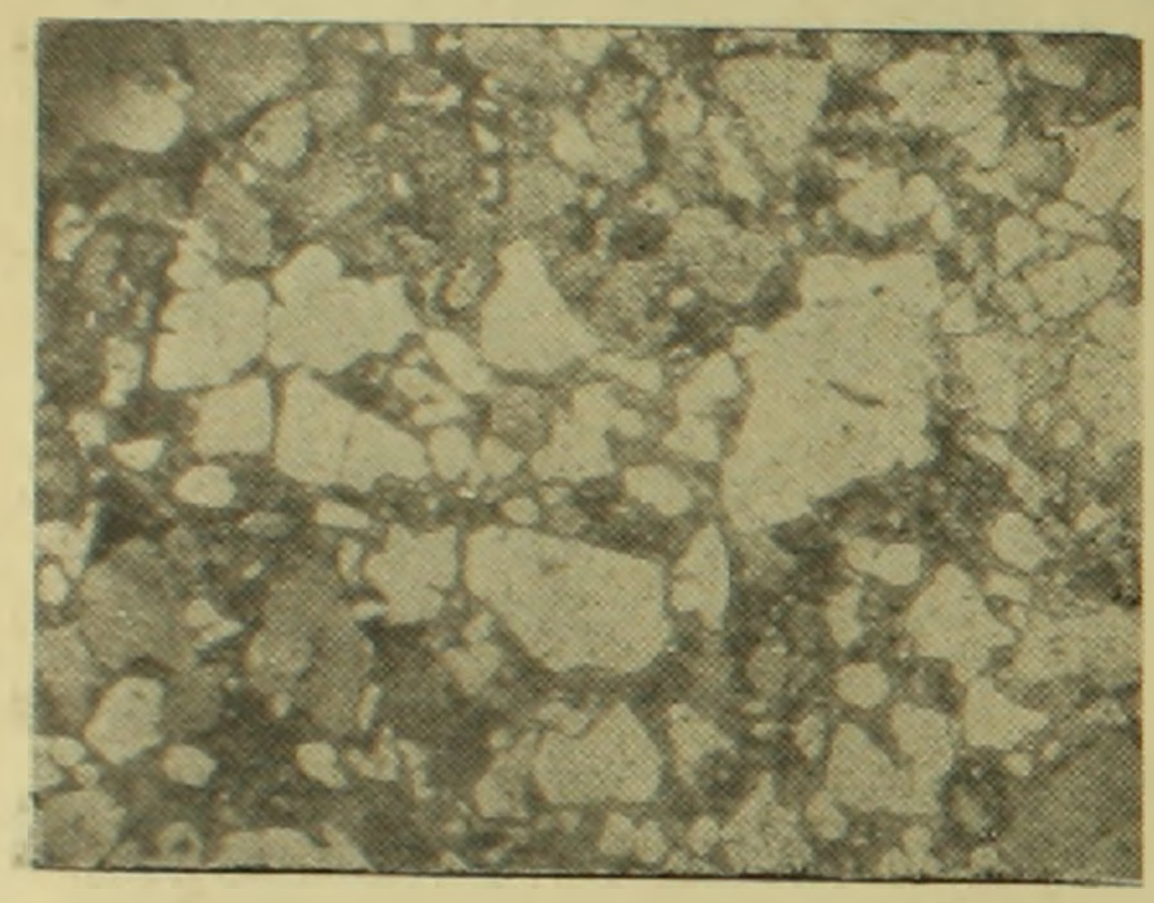
Из акцессориев постоянно присутствуют апатит, сфен, магнетит, циркон. Не замечается определенной связи между размером зерен акцессориев (апатиты иногда крупные, до 0,2—0,3 *мм* длиной) и степенью раскристаллизации основной массы, что говорит об интрателлурическом генезисе акцессориев.

Среди пирокластов можно выделить образования двух типов.

К одному из них относятся лавобрекчии, представляющие тонкообломочный лавовый материал (осколки вкрапленников, основной массы, стекла), обычно тонкозернистый, сцементированный либо чисто лавовым (фельзитовым) материалом, либо смесью лавового и пеплового вещества. Лавобрекчии слагают небольшие, иногда жилообразные участки среди обычных лав. Более грубозернистые типы лавобрекчий отмечены в сред-

ней части разреза по *р.* Мехраб. Некоторые обломки здесь имеют округлую форму (наряду с преобладающими резко угловатыми). Вмещающий туфобрекчиевый материал местами имеет слоистое или полосчатое строение, причем полосчатость не захватывает вещества включений. Генезис таких лавобрекчий вероятно следует связывать с действием микровзрывов, происходивших в верхней части горячего, насыщенного газами лавового потока с оседанием выброшенного материала на поверхность лавы.

К другому типу относятся образования типа агломератных туфов и туфобрекчий, слагающих уже более мощные и выдержанные прослои в составе средних и нижних горизонтов вулканогенной толщи. В них преобладает средне- и грубообломочный материал из массивных кварцевых порфиров (обычно до 0,1—0,2 *м*), погруженный в более тонкоструктурную массу типа витро- или литокластического, местами лапиллиевого туфа (фиг. 3). Встречаются и чужие обломки - гранитоиды и порфириты из нижележащих толщ.



Фиг. 3. Кристаллокластический туф кварцевых порфиров. Ув. 20, ник. ||.

Породы экструзий и даек. В состав субвулканических тел входят кварц-плагиоклазовые порфиры, аналогичные породам лавовых покровов, но обычно полнее раскристаллизованные; кроме того, некоторые дайки (например, полукольцевая дайка по *р.* Дзегам) сложены массивными афировыми породами типа кварцевых альбититов и фельзоаплитов.

Химический состав порфиров Шамшадинского района, судя по имеющимся анализам, характеризуется общей близостью к средним юрским составам кислых порфиров других районов Армении (подробнее см. ниже).

Кафанский рудный район

Вулканогенные образования юры пользуются здесь широким развитием.

Весь комплекс юры прорывается субвулканическими телами кварц-порфирового и альбитофирового состава и гипабиссальными интрузиями габбро-диабазов.

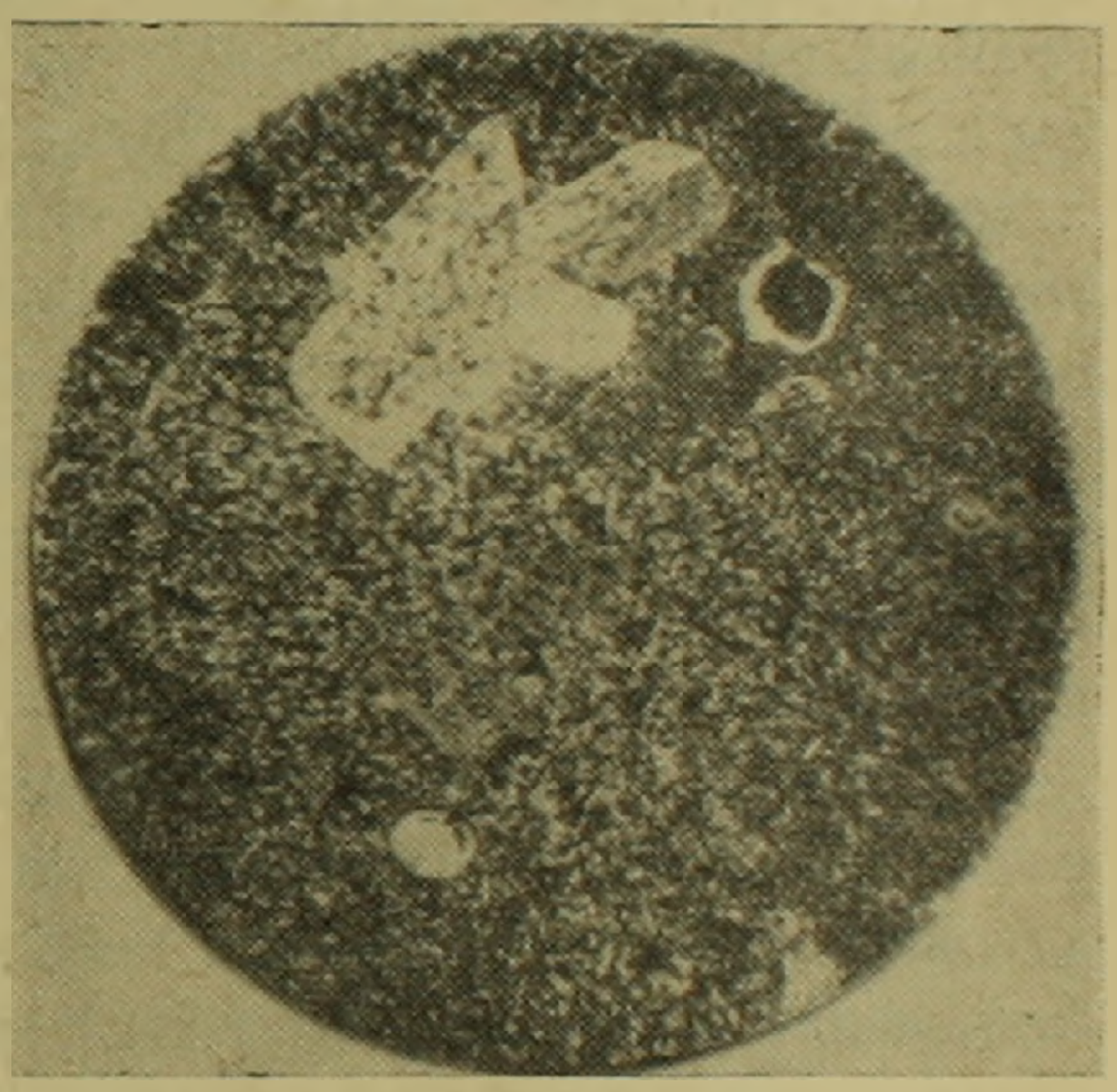
Среди субвулканических образований Кафанского рудного района наиболее широким распространением пользуются кварцевые порфиры. Впервые они были установлены В. Н. Котляром и А. Л. Додиным [16], были отнесены к третичному возрасту и рассматривались как сателлиты крупного Мегринского плутона, находящегося в другой (Еревано-Ордубадской) тектоно-магматической зоне и имеющей иную геологическую историю развития.

А. Т. Асланяном [8] указанные образования (включая кварцевые альбитофиры и кварцевые порфириты барабатумской серии) были отнесены к кератофирам юрского возраста.

Мнение о среднеюрском возрасте кварцевых порфиров было впервые высказано Р. А. Аракеляном и Г. О. Пиджяном [6]. Мнение последних о том, что порфиры являются корнями излияний кварцевых порфиритов в дальнейшем Э. Г. Малхасяном [23] не подтвердилось и он отнес их к образованиям субвулканического типа.

С. С. Ванюшиным, Ю. А. Лейе и Э. Г. Малхасяном [10, 11] на горе Саяд-даш установлен факт перекрывания кварцевых порфиров фаунистически охарактеризованной верхней осадочной толщей средней юры (верхнего байоса) и тем самым точно определено время формирования кварцевых порфиров.

Кварцевые порфиры в основном распространены в пределах Кафанского рудного поля, где они образуют дайкообразные тела, иногда достигающие до 800 *м* длины при мощности от 1—2 до 150 *м*. Преобладающее количество таких тел сосредоточено на Саяд-дашском хребте. Породы сильно изменены.



Фиг. 4. Кварцевый плагиопорфир с микрофельзитовой основной массой. Ув. 72, ник. +.

К выходам эффузивных кварцевых порфиров северо-восточнее с. Норашеник, установленным А. Л. Додиным [13], в дальнейшем добавился выход, обнаруженный Ю. А. Лейе [18] в нижнем течении Арчадзорского ручья, где порфиры также залегают среди верхнебайосских туфоконгломератов, содержащих (в перекрывающей части) гальки кварцевых порфиров. Этот выход интересен еще и тем, что здесь в глубоком ущелье можно отчетливо наблюдать связь указанной эффузии с субвулканическим телом кварцевых порфиров, что является прямым подтверждением их одновозрастности и принадлежности обеих фаций к верхнему байосу.

Петрографическая характеристика. Макроскопически эти породы представлены зеленовато-серыми, серыми разновидностями с фенокристами кварца до 3 *мм* и более мелкими — плагиоклазами серо-розоватого цвета. Фельзитовая (фиг. 4) основная масса состоит из мелкокристаллического кварц-полевошпатового вещества с распыленным в ней хлоритом.

Фенокристы кварца обычно имеют неправильную форму и сильно корродированы. Отмечается также наличие вторичного, более низкотемпературного гидротермального кварца. В субвулканических и в эффузивных разновидностях часто можно встретить микрогранофировые структуры — прорастание кварца с полевым шпатом.

Фенокристы плагиоклаза в большинстве случаев изменены и превращены в серицит и кальцит. Иногда наблюдается хлоритизация и пелитизация плагиоклазов. Местами кристаллы плагиоклаза корродированы. В отдельных свежих реликтах, где хорошо заметны полисинтетические или простые двойники, устанавливается его принадлежность к олигоклазу (№ 26—30), а иногда и к андезину (№ 30—38). Рудного минерала до 3%. Акцессории представлены апатитом и цирконом.

В химическом отношении породы близки к порфирам северной части Армянской ССР.

Общие черты формации юрских кварцевых плагиопорфиров Армянской ССР

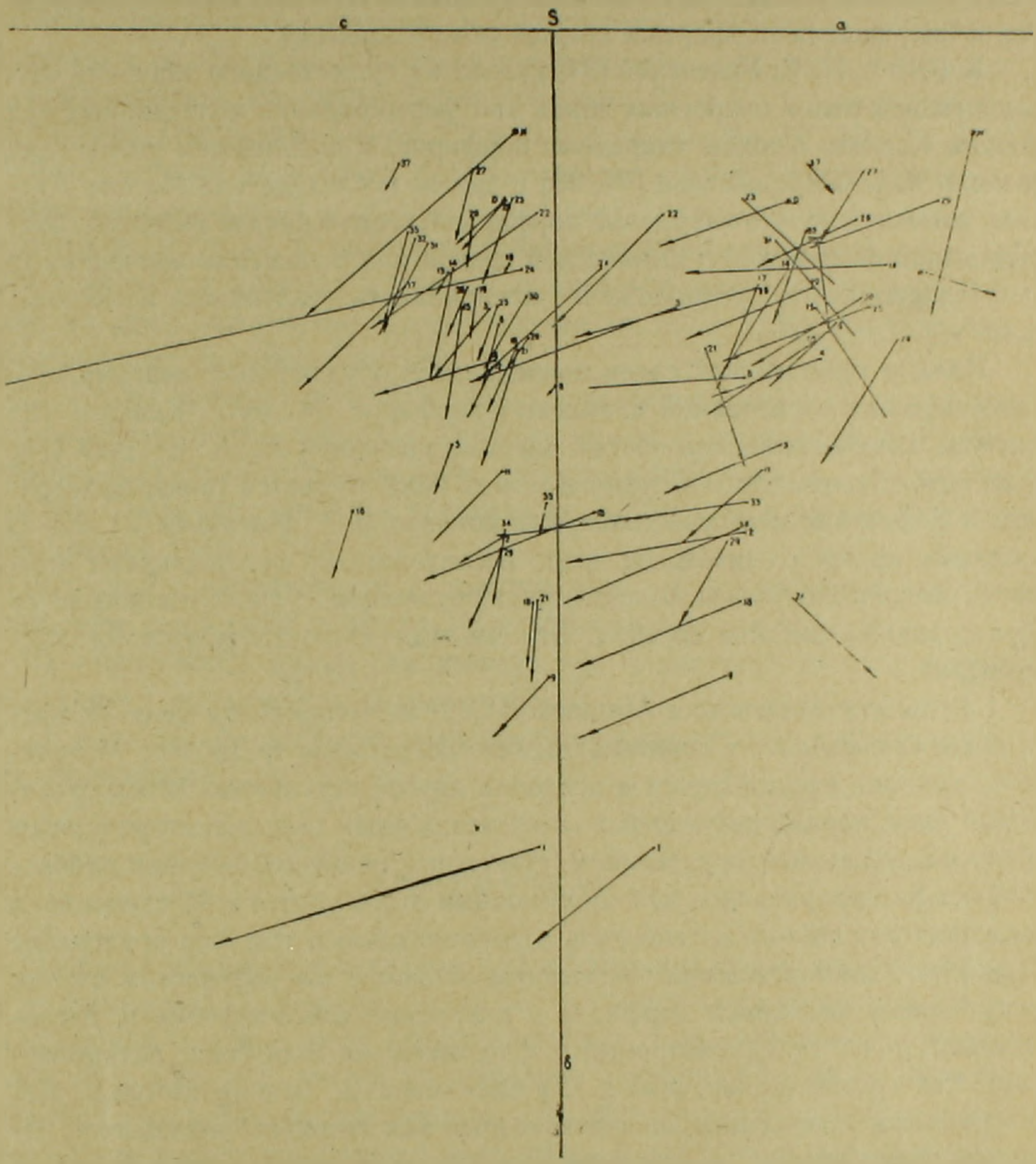
Химизм, вопросы классификации и номенклатуры. Приведенные на фиг. 5 данные свидетельствуют о значительной близости между собой юрских кислых эффузивов из различных районов Армении. За исключением крайних по составу окварцованных ультракислых пород из района Ахталы и *р.* Мехраб (около 80% SiO_2), все остальные анализы укладываются в довольно узкий интервал по содержанию SiO_2 (65—70%), примерно соответствующий магме липаритового состава. Повышенная кислотность связана с последующим окварцеванием, частью и с выносом оснований.

Общая устойчивость содержания характерна и для щелочей, суммарное количество которых обычно заключено в пределах 4—5%. Наблюдается постоянное преобладание натрия над калием, за исключением отдельных случаев. К последним относится один из ахтальских образцов, где преобладание калия выражено резко, и два из порфиров экструзивной фации Шамшадинского района, для которых при общей (суммарной) низкой щелочности имеет место небольшой перевес калия. Эти небольшие отклонения, связанные, видимо, с местными локальными колебаниями в соотношениях между щелочами, в расплаве не меняют в целом общий явно натриевый характер всей серии.

Более значительные колебания испытывает содержание щелочноземельных окислов — железа, извести и магнезии. Содержание железа обнаруживает резкое повышение в некоторых порфирах Ахталы, вероятно, в связи с сильной измененностью этих пород. В связи с этими же процессами варьирует и содержание извести; относительно более устойчиво и постоянно содержание магнезии.

Можно, таким образом, говорить о едином химическом типе магмы юрских порфиров, насыщенной кремнеземом, относительно слабо насыщенной щелочами и основаниями, умеренно насыщенной глиноземом. Преобладание натрия над калием при общем содержании щелочей несколько отличает эту магму от среднего типа липаритовой или риолитовой магмы по Дэли (к которому она ближе всего подходит по остальным характеристикам). Это обстоятельство позволяет говорить о некотором своеобразии рассматриваемого типа магмы. Имеются также местные от-

клонения в сторону трахилипаритового (калиевый подтип) и липарито-дацитового (при понижении оснований) типов магмы.



Фиг. 5. Диаграмма химических составов по А. Н. Заварицкому.
№№ 1—17 кварцевые плагиопорфиры северной части Армянской ССР (Алавердский р-н), №№ 18—27—северо-восточной части Армянской ССР (Шамшадинский р-н), №№ 28—34—южной части Армянской ССР (Кафанский р-н) и D—средний тип кварцевых порфиров по Дэли.

О роли кварцевых плагиопорфиров в процессе рудообразования

В настоящее время установлено, что в Армении в юрское время колчеданное оруденение наиболее интенсивно проявлялось на участках развития субвулканических образований кварцевых плагиопорфиров. Гранитоидные интрузии в районах распространения и в непосредственной близости колчеданных месторождений либо отсутствуют, либо по возрасту они значительно моложе и, следовательно, нет основания говорить о гене-

тической связи с оруденением. Кроме того, на примерах отдельных рудных полей Армении установлена явная синхронность большинства месторождений с кварцевыми порфирами среднеюрского времени.

В 1910 г. Н. С. Успенский [34] указал на существенное значение «экранирующей роли» покровных пород при формировании колчеданных руд Малого Кавказа в толще кварцевых порфиров. В дальнейшем этот взгляд развили К. П. Паффенгольц [26, 28] и другие исследователи Малого Кавказа, отметившие, что кварцевые порфиры Малого Кавказа являются благоприятной физической и химической средой для отложения колчеданных руд. Однако, такое предположение оспаривалось некоторыми исследователями.

Идею о генетической связи колчеданного оруденения с очагами субвулканических образований кварцевых порфиров Малого Кавказа (на примере азербайджанской части) впервые выдвинул М. А. Кашкай [14]. К месторождениям этого же генетического типа относятся также Алавердское и Кафанское месторождения, как показал И. Г. Магакьян [21, 22]. В последнее время значительное число исследователей подтверждают мнение о генетической связи колчеданного оруденения с субвулканическими образованиями кислого состава. Эти взгляды иллюстрируются на двух примерах.

1. Руды значительного в Армянской ССР месторождения меди—Кафана ранее связывались с «производными» гранитоидов третичного Мегринского плутона, находящегося в пределах другой структурно-металлогенической зоны, характеризующейся совершенно иным высокотемпературным медно-молибденовым оруденением. Известные на месторождении габбро-диабазы рассматривались как производные этого плутона. Исследования последних лет позволяют говорить с уверенностью о том, что оруденение Кафанского месторождения генетически связано с магматическим очагом экструзивных кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров и, следовательно, является одновозрастным с названными породами, датированными как средне-верхнеюрские. Габбро-диабазы, магма которых рассматривается некоторыми исследователями как источник оруденения, являются послерудными, по-видимому, мелового возраста и прямого отношения к оруденению не имеют.

О парагенетической связи оруденения с кислыми экструзиями и о возрасте последнего говорит также характер распространения гидротермальных изменений в рудовмещающих породах. Последние отмечаются только в районах распространения кварцевых порфиров, в то время как производные гранитоидных пород не вызывают никаких изменений. Вместе с тем последние совершенно не затрагивают также образований верхней юры, что еще раз свидетельствует о доверхнеюрском возрасте оруденения.

Имеются также и другие данные. Так, исследования Ю. А. Лейе [17], которым было использовано около 4000-х спектральных анализов рудовмещающих пород Кафанского и Каджаранского (расположенного в пределах Мегринского плутона) месторождений показали, что в рудовмещаю-

щих породах Кафана практически полностью отсутствуют такие элементы как Mo, Hf, Nb, Ga и W, являющиеся весьма характерными для пород молодого Мегринского плутона и, с другой стороны, в последних отсутствуют Ag, Sb и Bi, постоянно отмечающиеся в породах Кафанского месторождения. Различно также поведение Zr и Vb в двух упомянутых районах. Отсутствие Cu, Zn, Pb и Ti, а также Mo, Hf, Nb, Ta и W в габбро-диабазах Кафанского района свидетельствует о послерудном характере этих последних и об отсутствии связи между ними и породами Мегринского плутона. С другой стороны, постоянное присутствие Cu, Zn и Pb в юрских кварцевых порфирах и альбитофирах дает прямые указания на связь оруденения с отмеченными кислыми субвулканическими образованиями натрового состава.

2. Другой пример связи эндогенного оруденения с субвулканическими образованиями юры в пределах Армении, впервые отмеченный И. Г. Магакьяном [22], относится к району месторождений Ахтала, Алаверды, Шамлуг. Связь оруденения с кварцевыми порфирами и альбитофирами доказывается здесь:

а) тесной пространственной приуроченностью оруденения к субвулканическим кварцевым порфирам и альбитофирам;

б) совпадением фаций глубинности руд и интрузий (и те и другие представляют образования малых глубин);

в) совпадением возраста колчеданного оруденения и субвулканических образований.

Заключение

Обобщая результаты исследований юрских кварцевых плагиопорфиров по Армянской ССР видим, что они встречаются здесь как в виде лавовых покровов, так и в виде субвулканических образований — экструзий, силлов, даек и др. тел, причем экструзивная и жильная фации по времени являются более поздними чем лавовые. Это обстоятельство, вероятно, объясняется некоторым ослаблением механической активности кислой магмы после излияния лавы собственно эффузивной фации в результате удаления части летучих. Дальнейшая вулканическая деятельность протекала путем выжимания из канал сравнительно более вязкой лавы с образованием куполов и других секущих тел.

По своему стратиграфическому положению описываемые кварцевые порфиры в пределах среднеюрских образований Армении и вообще Малого Кавказа, как это отметил еще К. Н. Паффенгольц [29, 30], являются как бы маркирующим горизонтом между нижней вулканогенной (аален-нижний байос) и верхней вулканогенной (бат) толщами. По возрасту они относятся к средней юре (верхнему байосу).

По петрографическому составу тела различных фаций аналогичны друг с другом. Кислый состав описываемых образований, существенно натриевый характер, наличие плагиоклаза состава альбит-олигоклаз-анде-

зин, отсутствие или редкость фенокристов калишпата позволяют породы указанных образований отнести к кварцевым плагиопорфирам.

Исследованиями последних лет установлен и подтвержден взгляд о тесной пространственной и генетической связи колчеданного оруденения Алавердского и Кафанского месторождений с субвулканическими фациями кислой магмы.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 20. III. 1962.

Ա. Պ. ԼԵԲԵԴԵՎ, Է. Գ. ՄԱԼԽԱՍՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ-Ի ՅՈՒՐԱՅԻ ԿՎԱՐՑԱՅԻՆ ՊԼԱԳԻՈՊՈՐՖԻՐՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ՊԵՏՐՈԳՐԱՖԻԱՅԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ամփոփում

Հոդվածում նկարագրվում է Հայաստանի կվարցային պորֆիրների մորֆոլոգիան, հասակը և կազմը։ Յուրայի հասակի կվարցային պորֆիրները Հայաստանի տերիտորիայում հիմնականում տարածված են Ալավերդու, Իջևանի, Շամշադինի և Ղափանի անտիկլինորներում։ Մորֆոլոգիական տեսակետից կվարցային պորֆիրները իրենցից ներկայացնում են էֆուզիվ ծածկոցներ և սուբհրաբխային գոյացումներ, վերջիններս իրենց առաջացման ժամանակաշրջանով գոյացել են համեմատաբար ավելի ուշ, քան էֆուզիաները։ Ժամանակագրական տեսակետից կվարցային պորֆիրների գոյացումը վերագրվում է միջին յուրային՝ բայոսին։

Ըստ պետրոգրաֆիական կազմի, տարբեր ֆացիայի և տարբեր շրջանների գոյացումներն իրար նման են։ Նկարագրվող գոյացումների թթու կազմը, նրանց զգալի նատրումային բնույթը, ալբիտ-օլիգոկլազ-անդեզին կազմի պլագիոկլազների ներկայությունը, կալիումական դաշտային շպատների ֆենոբյուրեղների բացակայությունը կամ հազվագյուտ ձևով հանդես գալը, թույլ են տալիս, նկարագրվող գոյացումներին դասել կվարցային պլագիոպորֆիրների շարքին։ Ելնելով նրանց պետրոգրաֆիական կազմից և պետրոքիմիական հատկություններից արվում է եզրակացություն, որ նկարագրվող բոլոր կվարցային պլագոպորֆիրները պատկանում են մեկ ընդհանուր մագմատիկ օջախին։

Հետազոտությունները պարզել են, որ Ալավերդու և Ղափանի շրջանի կոլչեդանային հանքավայրերը, ինչպես տարածականորեն, այնպես էլ գենետիկորեն կապված են թթու կազմի սուբհրաբխային գոյացումների հետ։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Абдуллаев Р. Н.** О среднеюрском вулканизме кислой магмы на Малом Кавказе. Изв. АН АзербССР, № 8, 1955.
2. **Абдуллаев Р. Н.** Мезозойский вулканизм Малого Кавказа. Советская геология, № 7, 1958.
3. **Азарян Н. Р.** Стратиграфическая схема юрских отложений Алавердского рудного района. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, № 1, 1959.

4. **Азизбеков Ш. А.** Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН АзербССР, 1947.
5. **Азизбеков Ш. А.** Юрские эффузивные породы северо-восточной части Малого Кавказа. Геология Азербайджана (том «Петрография»), Изд. АН АзербССР, 1952.
6. **Аракелян Р. А. и Пиджян Г. О.** Новые данные о генезисе и возрасте оруденения Кафанской группы месторождений. ДАН АрмССР, т. XXII, № 1, 1956.
7. **Асланян А. Т.** О возрасте эффузивных кварцевых порфиров Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1949.
8. **Асланян А. Т.** Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1949.
9. **Асланян А. Т.** Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
10. **Ванюшин С. С. и Малхасян Э. Г.** О возрасте субвулканических и гипабиссальных образований Кафанского рудного поля. ДАН АрмССР, т. XXII, № 3, 1956.
11. **Ванюшин С. С., Лейе Ю. А., Малхасян Э. Г.** Кафанское медное месторождение. Изд. Кавк. НТО Цвет. мет., Ереван, 1957.
12. **Вартапетян Б. С.** Новые участки кварцевых порфиров в районе Ахтальского месторождения Армянской ССР. ДАН АрмССР, т. XXVII, № 1, 1958.
13. **Додин А. Л.** Геологическое строение и рудоносность Зангезурского района. Труды ВСЕГЕИ, вып. 133, 1940.
14. **Кашкай М. А.** О генетической связи месторождений колчеданных и некоторых медных и полиметаллических руд с кислыми магмами. Советская геология, № 50, 1956.
15. **Кормилицын В. С., Мануйлова М. М.** Ритмически-полосчатые порфиры г. Бугдан. Зап. Всес. Мин. общ., 86, № 3, 1957.
16. **Котляр В. Н., Додин А. Л.** Зангезурское рудное поле, его структура, оруденение и генезис. Цветные металлы, № 7, 1937.
17. **Лейе Ю. А.** Некоторые результаты спектрального анализа рудовмещающих пород Кафанского медно-полиметаллического месторождения. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XI, № 2, 1958.
18. **Лейе Ю. А.** Новые данные о фациях, возрасте и взаимосвязи кварцевых порфиров Кафанского рудного поля. ДАН АрмССР, т. XXIX, № 3, 1959.
19. **Леммлейн Г. Г.** Скелетные кристаллы кварца в липаритах. Тр. петрогр. Ин-та АН СССР, 3, 1933.
20. **Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е.** К истории складкообразования и интрузивной деятельности на Малом Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1951.
21. **Магакьян И. Г., Мкртчян С. С.** Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, № 4, 1957.
22. **Магакьян И. Г.** Основные черты металлогении Армении. Советская геология, № 7, 1959.
23. **Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А.** К вопросу о возрасте, генезисе и перспективе Кафанского медно-полиметаллического месторождения. Труды Арм. Геол. Упр. № 1, 1957.
24. **Малхасян Э. Г., Сопко П. Ф. и Чернышов Н. М.** Новые данные о возрасте и условиях залегания кварцевых порфиров Северной Армении. ДАН АрмССР, т. XXVIII, № 2, 1959.
25. **Малхасян Э. Г.** Юрский вулканизм Армении. Сб. «Проблемы вулканизма». Изд. АН АрмССР, 1959.
26. **Паффенгольц К. Н.** Чирагидзор. Материалы по общ. и прикл. геологии, вып. 102, 1928.
27. **Паффенгольц К. Н.** Кедабек. Тр. ВГРО, в. 218, 1932.
28. **Паффенгольц К. Н.** Армутлы-Кульп. Геологический очерк междуречья среднего и нижнего рр. Акстафа-чай и Дебед-чай. ВГРО, вып. 353, 1934.

29. **Паффенгольц К. Н.** Юрские отложения Восточного Закавказья. Геология СССР, т. X, ч. I, 1941.
30. **Паффенгольц К. Н.** Геологический очерк Кавказа. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
31. **Соболев В. С., Костюк В. П., Бобриевич А. П., Горбачевская О. Н., Спитковская С. М., Фишкин М. Ю.** Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород советских Карпат. Изд. АН УССР, 1955.
32. **Степанян О. С.** Ахтальское полиметаллическое месторождение. Изд. геол. Ин-та Арм. ФАНа, 1938.
33. **Степанян О. С.** Геология и стратиграфия северной Армении. Научн. труды Ереванск. Гос. унив., т. XXX, 1950.
34. **Успенский Н. С.** Колчеданные месторождения кедабекского типа и их разведка. 1910.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխատհպգր. գիտ. XV, № 4, 1962 Геологич. и географич. науки

МИНЕРАЛОГИЯ

П. М. БАРТИКЯН

К МЕТОДИКЕ КОЛИЧЕСТВЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ШЛИХОВ

В последнее время все больше внимания уделяется изучению минералов тяжелых фракций шлихов, в частности акцессорным минералам гранитоидов. Наряду с изучением породообразующих минералов в некоторых работах описание пород дополняется подробным описанием акцессорного комплекса минералов. Данные исследований качественных особенностей и количественных соотношений акцессорных минералов используются для решения многих важных вопросов геологии. В свое время Р. Рестолл и У. Уилкоксон [16] предполагали, что определенные ассоциации акцессорных минералов в определенных количественных соотношениях могут служить отличительным признаком при распознавании возраста гранитоидных интрузий, и таким образом, исследование их может проводиться в целях корреляции интрузивных пород. Изучение акцессорных минералов в породах проводились также с целью решения вопросов, касающихся полезных ископаемых. Такие работы, в основном, проводились в районах распространения оловоносных гранитоидов.

Качественное изучение акцессорных минералов в современных условиях на базе современных оптических приборов почти всеми авторами решается точно и идентично, а в изучении их количественных соотношений такое единообразие не наблюдается и в методиках разных авторов имеются резкие расхождения. Это обстоятельство затрудняет использование данных для сопоставления количественной характеристики акцессорных минералов разных регионов.

Количественная характеристика в начальный период исследования акцессорных минералов давалась на основании визуальных определений (А. Бреммель и Х. Харвурд, М. Ф. Боос, Г. Д. Фергюсон и А. М. Бейтмен и др.)[1].

В дальнейшем при определении количеств акцессорных минералов в породах Алтая А. П. Никольский [7] отмечает, что если акцессорных минералов оказывалось немного, количество последних определялось путем подсчета зерен, а минералы, присутствующие в значительном количестве, взвешивались. И. Е. Сморчков [11] количественные определения акцессорных минералов в одном из массивов складчатой зоны юго-востока СССР

[1] По данным сводки Н. А. Преображенского [8].

характеризует с точки зрения процентного содержания шлиха в исходной пробе, а в тяжелой фракции выражает процентные содержания минералов. Ф. К. Шипулин [15], детально исследовавший интрузивные породы юго-восточного Приморья, количество акцессорных минералов выражает также объемными процентами, а Е. М. Захарова [1] предлагает эти объемные проценты переводить в соответственные—весовые по отношению веса данной фракции. Б. М. Меликсетян [6], изучая акцессорные минералы Мегринского плутона в Армении, результаты в таблицах выражает интервалами минимальных и максимальных содержаний, конкретно для каждого типа пород по ряду проб и для них же вычисляет средние содержания.

Во всех этих методах при определении содержания минералов в шлихах потери при обработке и промывке проб, случайные ошибки в откварованной средней пробе, погрешности в определении содержания трудно диагностируемых минералов («персональный фактор»), удельный вес и др., учитываются не всеми исследователями в одинаковой степени, а иногда вовсе не учитываются [7, 11, 13, 15].

При современном уровне петрографической изученности интрузивных пород, когда в пределах одного интрузивного массива выделяются несколько фаз, соответствующих отдельным тектоническим единицам, детальное изучение качественных особенностей и количественных соотношений акцессорных минералов отдельных интрузивных фаз приобретает актуальное значение. Указанное, вместе с геохимической характеристикой пород и минералов с одной стороны и руд, приуроченных к данной области распространения интрузивных пород с другой, поможет решить некоторые вопросы генетической связи оруденения с магматизмом, а также способствовать проведению корреляции и определению возраста таких интрузивных массивов, где нет возможности определить их по общепризнанным геологическим данным.

В точном и рациональном количественном определении нуждается также шлиховое опробование россыпей, хотя М. Н. Чуевой [14] и Е. В. Кончеповой [3] разработаны методы с учетом удельного веса минералов.

В последнее время некоторые исследователи, в частности О. Д. Ставров [12] и Л. В. Таусон [13] для количественной характеристики акцессорных минералов пользуются большими шлифами, размером 6×9 и 8×10 *см*. Нет сомнения, что метод изучения тяжелых фракций имеет большие преимущества, чем метод больших шлифов, так как последний метод дает скудный видовой состав акцессорных минералов.

В настоящее время наблюдается тенденция к применению и разработке единой методики количественно-минералогического анализа шлихов. В этом отношении большой интерес представляют работы, проводимые в Лаборатории акцессорных минералов ИМГРЭ АН СССР под руководством В. В. Ляховича. Работами В. В. Ляховича [5] и Д. А. Родионова [10] разработана, с применением данных математической статистики, методика отбора и обработки проб, количественного определения минера-

лов в шлихах с учетом удельного веса и потерь на «муку», разработаны номограммы для определения числа подсчетов во фракциях и др.

Большинство этих исследований относятся к искусственным шлихам. Исследование акцессорных минералов можно проводить также в естественных шлихах из терригенных образований в основном в коррелятивных целях при изучении интрузивных массивов отдельных тектоно-магматических зон.

В последнее время в шлиховой партии УГ и ОН при СМ Армянской ССР применяется метод исследования акцессорных минералов гранитоидов по данным естественных шлихов. Преимущество этого метода в том, что в таких шлихах хорошо сохраняется кристаллографический габитус, величина кристаллов, их срастания, двойники и др. особенности минералов, так как последние не подвергаются механическому воздействию, как в искусственных шлихах. О количественной характеристике отдельных минералов можно судить только с точки зрения соотношения их друг к другу, так как полученные данные не могут охарактеризовать истинное количество последних в породе. Но они не теряют своего сравнительного, корреляционного значения, так как во всех случаях сравниваются данные естественных шлихов, обработанные по единой методике. Имея ввиду весьма малое количество и неравномерное распространение акцессорных минералов и особенно весьма редких, данные естественных шлихов дают возможность исследовать большой объем породы. В этих целях используются шлихи, промытые из отложений маленьких ручейков, притоков, протекающих полностью по исследуемым породам, которые не несут каких либо признаков вторичных изменений и не пересечены более поздними жильными дифференциатами. Для этих целей можно промыть также элювий интрузивных пород или так называемую дресву. Для каждой пробы достаточно промыть 3—4 лотка (лоток сибирского типа, емкостью 0,01 $м^3$) с доводкой промывки до серого шлиха (доводка промывки шлиха зависит от количества акцессорных минералов в породе). Обычно после промывки 3—4 лотков получается 200—250 *г* концентрата, из которого после обработки магнитом, бромоформом и электромагнитом получаются несколько фракций. Так как практически невозможно подсчитать зерна во всех из каждой выделенной фракции, то путем квартования[1] получалась средняя фракция в пределах 300—500 зерен[2]. В последней после вытягивания в дорожку подсчитывались зерна отдельных минералов и выводились объемные проценты последних, которые можно отнести ко всей фракции шлиха. В процессе подсчета зерен вводятся визуальные поправки в случае несоизмеримости зерен, хотя предварительно фракции шлиха разделяются на несколько классов по крупности зерен.

---

[1] Методика откварто вания фракций дается в работе А. А. Кухаренко [4].

[2] Экспериментальные работы В. В. Ляховича [5] показывают, что подсчет 500 зерен правильно отображает содержание минерала в дорожке. В. В. Коперина [2] отмечает, что при увеличении количества подсчитанных зерен выше 300—400, существенного увеличения точности не наблюдается. Ею же отмечается и другой вариант — приготовить три препарата, подсчитывая в каждом по 100 зерен.

Минералы, которые не установлены в средней фракции, но выявляются при просмотре всего шлиха, в таблице результатов минералогического анализа отмечаются знаком «+», показывающим, что минерал присутствует в единичных зернах.

Чтобы полученные объемные проценты перевести на объемные веса учитываются удельные веса всех существующих во фракции минералов и вес фракции шлиха. Количественные определения отдельных минералов в шлихах предполагается производить по следующей формуле:

$$P_m = \frac{d_m V_m P}{\sum_{i=1}^{n} d_i V_i} \qquad 1 \leqslant m \leqslant n,$$

где P_m — искомый вес данного минерала в данной фракции шлиха;
d_m — удельный вес этого минерала;
V_m — объемный процент этого минерала в данной фракции шлиха;
P — вес фракции шлиха;
$\Sigma d_i V_i$ — сумма произведений удельных весов на объемные проценты отдельных, участвующих во фракции, минералов.

Формула исходит из следующего: допустим определенная фракция шлиха имеет U объем. Фракция представлена минералами A_1, A_2, A_3, ... A_n, которые имеют соответственно d_1, d_2, d_3 ..... d_n удельные веса и каждый минерал во фракции присутствует с определенным V_1, V_2, V_3, ... V_n объемным процентом. Вес фракции P. Процентная единица объема фракции $\left(\frac{U}{100}\right)$, умноженная на соответственный объемный процент (V_1) дает объемный процент минерала A_1 в данной фракции шлиха $\left(\frac{U}{100} \cdot V_1\right)$. Умножая на соответственный удельный вес (d_1) получаем искомый вес минерала A_1 во фракции шлиха:

$$P_1 = \frac{U}{100} \cdot V_1 d_1 \qquad (1)$$

Сумма весов отдельных минералов дает вес фракции P; т. е.

$$\frac{U}{100} V_1 d_1 + \frac{U}{100} V_2 d_2 + \frac{U}{100} V_3 d_3 + \cdots\cdots\cdots \frac{U}{100} V_n d_n = P$$

Отсюда величина U равняется:

$$U = \frac{P}{\frac{V_1 d_1 + V_2 d_2 + V_3 d_3 + \cdots\cdots V_n d_n}{100}} \quad \text{или} \quad \frac{P}{\frac{\sum_{i=1}^{n} d_i V_i}{100}}$$

Подставляя величину U в формулу (1) получаем:

$$P_1 = \frac{P}{\frac{\sum_{i=1}^{n} d_i V_i}{100}} \cdot \frac{V_1 d_1}{100} = \frac{P V_1 d_1}{\Sigma d_i V_i};$$

Количественные определения отдельных минералов выражаются в *г/т* или *г/м*^{3} аллювия, имея ввиду, что средний вес одного лотка аллювия колеблется в пределах 10—12 *кг*, а объем — 0,01 *м*^{3}.

Этой формулой можно пользоваться также при количественной характеристике рудных минералов в россыпях.

Нам кажется, что методику исследования акцессорных минералов данными искусственных шлихов можно применить, в основном, для определения абсолютного количества последних в породе. В этих целях предложенная А. В. Рабиновичем [9] методика, где 100 *г* дробленной породы без доводки полностью отмучиваются в стакане и по этим концентратам определяется количество отдельных акцессорных минералов, является достаточной хотя и не совсем удобной и простой. При получении же акцессорного концентрата для последующего спектрального, рентгеноспектрального, химического исследования, а также для изучения кристаллографических форм и морфологических деталей отдельных минералов, можно использовать естественные шлихи, отобранные по предлагаемой нами методике.

Резюмируя все сказанное можно отметить:

1. Учет удельного веса минералов, а также ряд других факторов, при количественно-минералогическом анализе шлихов является обязательным.

2. Данные естественных шлихов из терригенных образований позволяют проводить корреляцию однотипных интрузивных массивов.

3. Естественными шлихами можно получить акцессорный концентрат для ряда морфологических и аналитических исследований и этим облегчить трудоемкую работу, связанную с дроблением большого объема породы.

Управление геологии и охраны недр
при СМ Армянской ССР

Поступила 11. II. 1962.

ՍԿՎԱԾՔՆԵՐԻ ՔԱՆԱԿԱԿԱՆ-ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱԿԱՆ ԱՆԱԼԻԶԻ ՄԵԹՈԴԻԿԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Առանձին ինտրուզիաների համար համադրման աշխատանքներ կատարելու նպատակով կարելի է օգտվել բնական սկվածքներից, որոնք կարող են ստացվել տվյալ ինտրուզիայի միջից հոսող փոքրիկ ձորակների ալյուվիա-նստվածքներից։ Այդ սկվածքներից կարելի է ստանալ նաև ակցեսոր միներալների հարստանյութ և խուսափել ապարների մեծաքանակ նմուշների մանրացումից։

Բնական սկվածքների տվյալներով ինտրուզիաների միջև համադրման աշխատանքներ կատարելու, ինչպես նաև ցրոններում առանձին մետաղային միներալների քանակական որոշման համար առաջարկվում է օգտվել հետևյալ ֆորմուլայից՝

$$P_m = \frac{d_m V_m P}{\sum_{i-1}^{n} d_i V_i} \qquad 1 \leqslant m \leqslant n,$$

որտեղից

P_m — *միներալի պահանջվող կշիռն է սկվածքում*

d_m — *միներալի տեսակարար կշիռը*

V_m — *միներալի ծավալային տոկոսը տվյալ ֆրակցիայում*

P — *սկվածքի տվյալ ֆրակցիայի կշիռը*

$\Sigma d_i V_i$ — *ֆրակցիայում մասնակցող միներալների տեսակարար կշռի և ծավալային տոկոսների արտադրյալների գումարն է։*

ЛИТЕРАТУРА

1. **Захарова Е. М.** Шлиховые поиски и анализ шлихов. МГУ., 1960.
2. **Коперина В. В.** К вопросу о точности минералогического анализа. ДАН СССР, т. 85, № 5, 1952.
3. **Копченова Е. В.** Минералогический анализ шлихов. Госгеолтехиздат, 1951.
4. **Кухаренко А. А.** О методике количественно-минералогического анализа шлихов. Уч-зап. Ленинград. ун-та, вып. 8, сер. геол. наук, № 215, 1957.
5. **Ляхович В. В., Родионов Д. А.** К методике изучения акцессорных минералов в изверженных породах. Тр. ИМГРЭ, вып. 6, 1961.
6. **Меликсетян Б. М.** Акцессорные минералы в породах Мегринского плутона. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и географ. наук, № 2, 1960.
7. **Никольский Л. П.** Об акцессорных минералах и некоторых минералах тяжелых фракций в гранитоидах Алтая. Тр. ВСЕГЕИ «Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР», Госгеолтехиздат, 1952.
8. **Преображенский И. А.** Акцессорные минералы в изверженных породах. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 56, 1941.
9. **Рабинович А. В.** О методике минералого-геохимических исследований интрузивных пород. Тр. Всес. совещ. работ минералого-петрограф. лабораторий. Госгеолтехиздат, 1955.
10. **Радионов Д. А., Соболев С. Ф., Золотарев Б. П., Власова Е. В.** О случайных погрешностях количественно-минералогического анализа шлихов и концентратов. Тр. ИМГРЭ, вып. 4, 1960.
11. **Сморчков И. Е.** О некоторых закономерностях в распределении акцессорных минералов по вертикали гранодиоритового массива. «Вопросы петрографии и минералогии, т. 1, Изд. АН СССР, 1953.
12. **Ставров О. Д., Сорокина М. И.** Количественное определение акцессорных минералов гранитоидов в больших шлифах. Разведка недр, № 4, 1958.
13. **Таусон Л. В.** Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР, 1961.
14. **Чуева М. Н.** Минералогический анализ шлихов и рудных концентратов. Госгеолтехиздат, 1950.
15. **Шипулин Ф. К.** Интрузивные породы Ю-В Приморья и связь с ними оруденения. Тр. ИГЕМ, вып. 8, 1957.
16. **Rastall R. H., Wilcockson W. H.** The accessory Minerals of the Granitic Rocks of the English Lake District. Journ. Geol. Soc. London, 71, 1915.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. շրթ. XV, № 4, 1962 Геологич. и географич. науки

ВУЛКАНОЛОГИЯ

К. И. КАРАПЕТЯН, И. Х. ПЕТРОСОВ

ОПАЛИЗАЦИЯ ШЛАКОВ В КРАТЕРЕ ВУЛКАНА ЗАПАДНЫЙ АГУСАР

Характерной чертой четвертичного вулканизма Армянской ССР является ареальный тип извержений, фиксируемый десятками моногенных вулканов, главная масса которых тяготеет к складчатой области Армении.

Большинство центров извержений выражено шлаковыми и, реже, лавовыми конусами хорошей сохранности; многие из них очень молоды и прекрасно «обнажены». В работах, посвященных четвертичному вулканизму Армянской ССР [7, 6, 8 и др.], отмечается отсутствие в вулканах такого типа измененных пород и каких-либо следов фумарольной деятельности; судя по опубликованным данным, Армения в этом отношении, как будто, не составляет исключения.

Одним из авторов (К. И. Карапетян) было осмотрено 108 вулканов Айоцдзора и Гегамского нагорья, и только в кратере одного из них, Западного Агусара, были встречены измененные шлаки; характеристике этих пород и посвящена настоящая статья.

Строение вулкана и условия нахождения измененных пород

Вулкан Западный Агусар (Агу-даг) расположен в центральной части Гегамского нагорья, на расстоянии 3,5 *км* к югу от оз. Акна-лич (Канны-гель). Западный Агусар входит в состав гребневой цепи послевюрмских вулканов, протягивающейся в близмеридиональном (ССЗ) направлении.

Аппарат Западного Агусара представлен сильно усеченным шлаковым конусом с хорошо сохранившимся кратером на вершине. Диаметр основания конуса составляет 1000 *м*, высота его изменяется в пределах 120—200 *м;* высшая точка вулкана—3450 *м*.

На южном склоне горы, ниже вершины на 40—45 *м*, расположен отлично выраженный лавовый кратер, от которого к основанию вулкана отходит шлейфообразный поток темносерых андезито-базальтов. Кратер сложен крупными (до 1,5—2,0 *м*) глыбами пористой лавы; форма его блюдцеобразная. С севера дно кратера переходит в насыпную привершинную часть конуса, с трех других сторон кратер окаймлен лавовым валом, высотою в 5—8 *м*. В южной части видно «переливание» лав через край кратера; в этом месте породы слегка окислены. Диаметр кратера по гребню около 60 *м*.

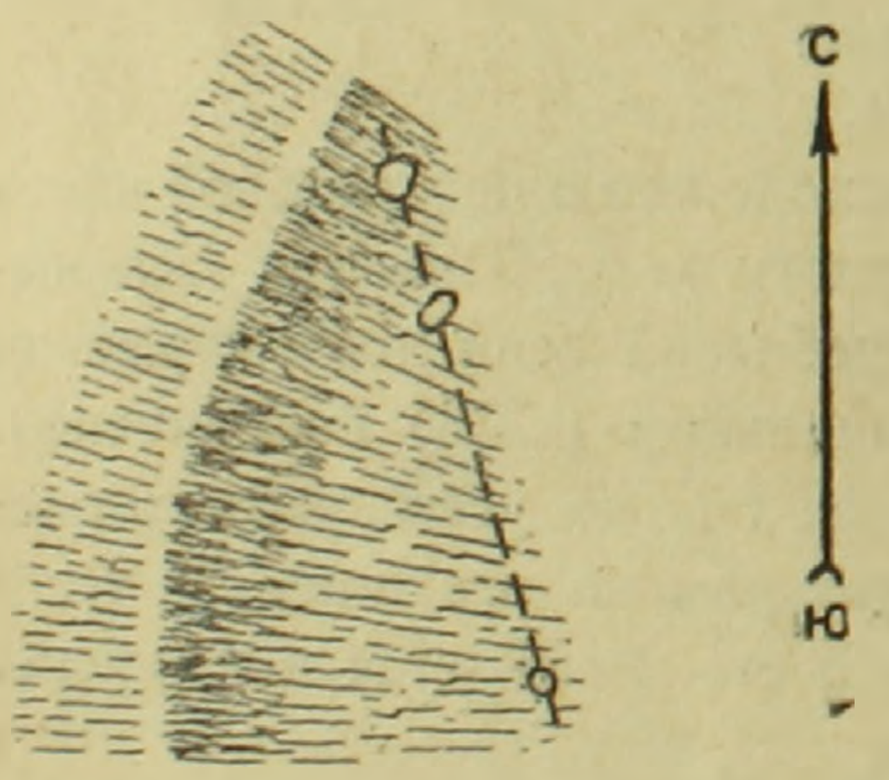
Отходящий от кратера поток, достигнув основания вулкана, разливается в обширное лавовое поле, покрывающее большие площади к западу и югу от горы; часть этих лав узким языком огибает основание конуса с восточной стороны.

Другой выход лав наблюдался на северо-западном склоне вулкана. Начинаясь на высоте 3390 *м*, лавы круто опускаются в северо-западном направлении к основанию вулкана, образуя своеобразный отрог, резко нарушающий правильную форму конуса. Выходя за пределы аппарата, лавы образуют глыбовые нагромождения, сливающиеся с покровом лавового кратера. В верхней части отрога лавы, резко меняя крутость, полого уходят под шлаки привершинной части; в этом месте поверхность их глыбовая. Ниже по склону видно конморфное (относительно отрога) залегание лавы, причем поверхность ее гладкая и разбита трещинками, образующими подобие мостовой. У основания конуса видно, что выход сложен из 10—12 тонких (30—60 *см)* потоков андезито-базальтов.

В остальной части склоны Западного Агусара покрыты серыми, черно-серыми шлаками и лапилли и промыты на севере неглубокими барранкосами. В привершинной части рыхлый материал окислен и часто оползает по упомянутым балкам. Очень редки хорошо образованные веретенообразные бомбы, длиною до 0,6 *м*.

На вершине горы находится вытянутый в близмеридиональном направлении кратер; диаметр его (по гребню) около 300—350 *м*. На северо—северо-востоке гребень кратера резко опущен, небольшое понижение наблюдается и с южной стороны; наибольшая глубина кратера — 60—65 *м*.

Восточный и южный склоны кратера слабо задернованы и покрыты черно-серой пирокластикой. На гребне западного склона выходят редкие обнажения слабо окисленных пород эффузивного облика. В северной части рыхлый материал окислен до буро-красного цвета и агглютинизирован. В месте северного понижения гребня, со стороны кратерной чаши, сквозь шлак проглядывают серые глыбы эффузивной лавы. Подобные же обломки образуют небольшую россыпь на склоне вулкана, ниже седловины.



Фиг. 1. Схема расположения участков опализированных пород.

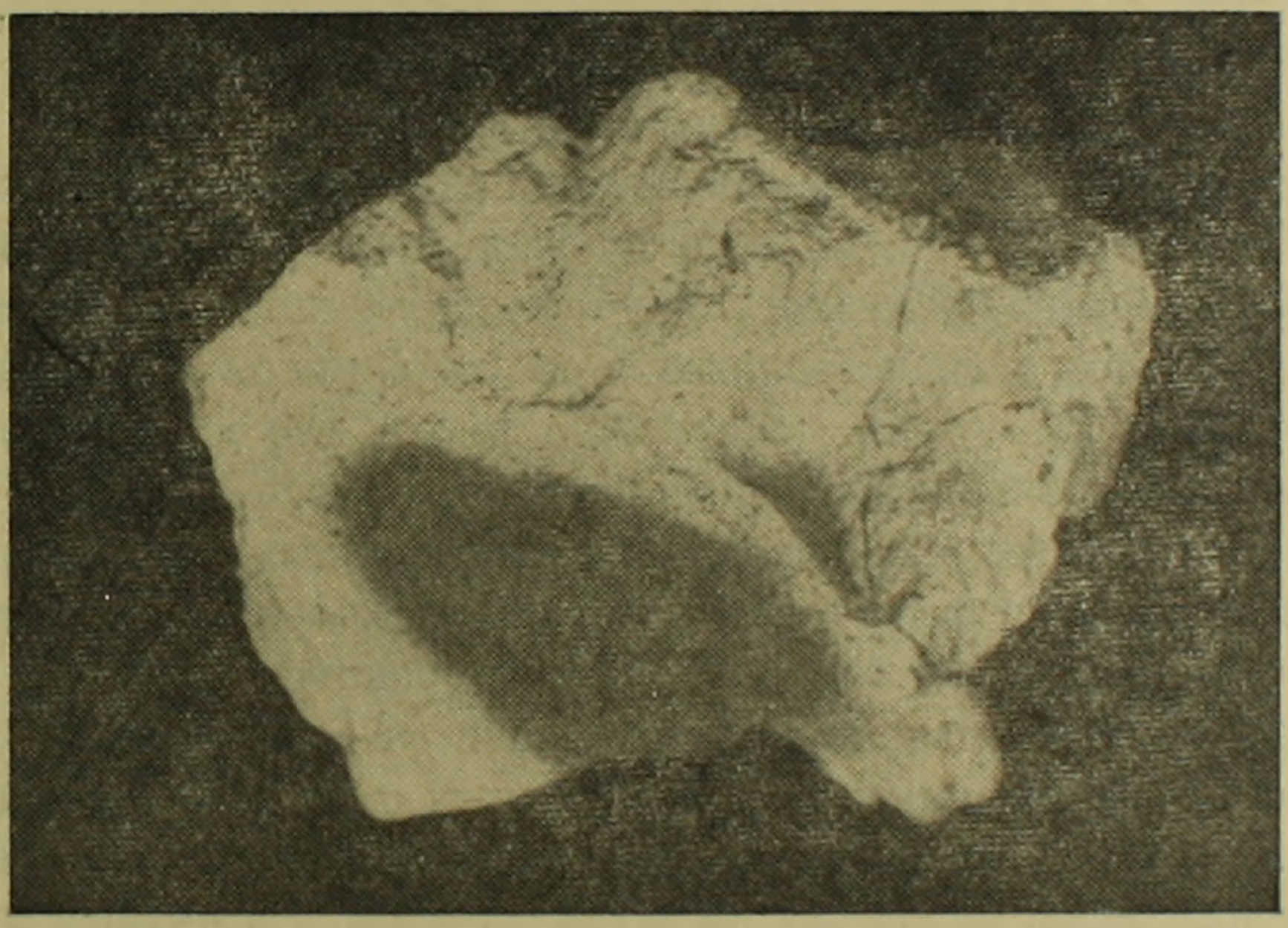
На северо-западном склоне кратера, у самого гребня, в сильно окисленных шлаках были встречены небольшие участки измененных (опализированных) пород. Измененные породы в виде белых пятен хорошо выделяются на буром фоне, располагаясь вдоль линии близмеридионального (345°) направления (фиг. 1).

Наиболее крупный из них (3,5—4,0 *м* в поперечнике)—крайний с севера. В плане участок изометричен и довольно четко «отграничен» от бурой пирокластики. Другое «пятно» находится в 8—9 *м* от первого; участок

этот несколько вытянут в северо-восточном направлении. Размеры его— 1,7×2,8 *м*. В 27—28 *м* от второго участка, на той же линии, наблюдается наименее значительное обнажение измененных пород. В этом месте, на небольшой площади (0,6×0,9 *м*), опализированные породы «перемешаны» с бурыми шлаками и лапилли.

Петрографо-минералогическая характеристика

Макроскопически измененные* шлаки представлены грязнобелой, желтовато-белой, розоватой породой пористого и, реже, пузыристого строения. Небольшие кусочки шлака опализированы нацело, в более крупных образцах часто сохраняется свежая сердцевина; контакт в этом случае довольно отчетлив (фиг. 2). Судить о первичной пористости опаловой породы трудно, так как распределение пор в свежих шлаках (даже в небольших штуфах) крайне неравномерное. Все же замечается, что в приконтактовых полосах свежих и опализированных шлаков видимого изменения пористости нет; в одном случае одинаковой степени пористости слой пересекает и свежий и опализированный участки.



Фиг. 2. Взаимоотношение опализированных (светлое) и свежих шлаков (темное).

Микроскопически свежие шлаки сложены гиалопилитовой, иногда стекловатой, основной массой, в которую погружены редкие вкрапленники плагиоклаза, клинопироксена, оливина. Подсчет в обр. 1032 показал следующие количества фенокристаллов и мезостазиса породы (объемные %): плагиоклаз — 1,3%, клинопироксен — 1,1%, оливин—0,3%, основная масса — 97,3%.

---

* Здесь и далее измененными будут называться опализированные породы. Свежими именуются (конечно, условно) и окисленные, бурые шлаки.

Плагиоклаз вкрапленников представлен сильно оплавленными таблитчатыми кристаллами, размером 0,9—1,6 *мм*. Все они загрязнены тонкими включениями стекла; состав такого плагиоклаза определить не удалось. Фенокристаллы клинопироксена образованы хорошо ограненными призмами (0,2—0,3 *мм*) со слегка сглаженными ребрами; минерал обычно образует гломеропорфировые скопления. В обр. 1032 были определены: $cNg = +48°$; $2v = +59°$. Крайне редко встречаются небольшие (0,1—0,2 *мм*) оплавленные кристаллики свежего оливина $c2v = -89°$ (обр. 1033); в еще меньшем количестве — небольшие (до 1 *мм*) зерна ксеногенного кварца в пироксеновой оторочке. Основная масса сложена из микролитов плагиоклаза, пироксена, рудного минерала и стекла; в окисленных шлаках стекло бурое, полупрозрачное.

Опализированные шлаки под микроскопом выглядят иначе. В приконтактовых полосах видно, что замещение опалом начиналось со стенок пор; по удалении от контакта степень опализации постепенно возрастает и порода нацело замещается опалом. Частично сохраняя порфировое строение, порода в проходящем свете становится зеленовато-серой. При скрещенных николях она представляет изотропную массу буровато-палевых цветов.

В результате минералогического анализа в легкой фракции измененной породы (обр. 1034) определены опал и кварц.

Опал представлен в различной степени измененными изотропными агрегатами с $N = 1{,}437—1{,}442$, и составляет почти 100% фракции. Некоторые агрегаты обнаруживают слабую поляризацию, что, очевидно, является результатом раскристаллизации опаловой массы и появления в ней кристаллических фаз SiO_2. Возможно также, что эти агрегаты являются слабо измененными реликтами первичных зерен кварца.

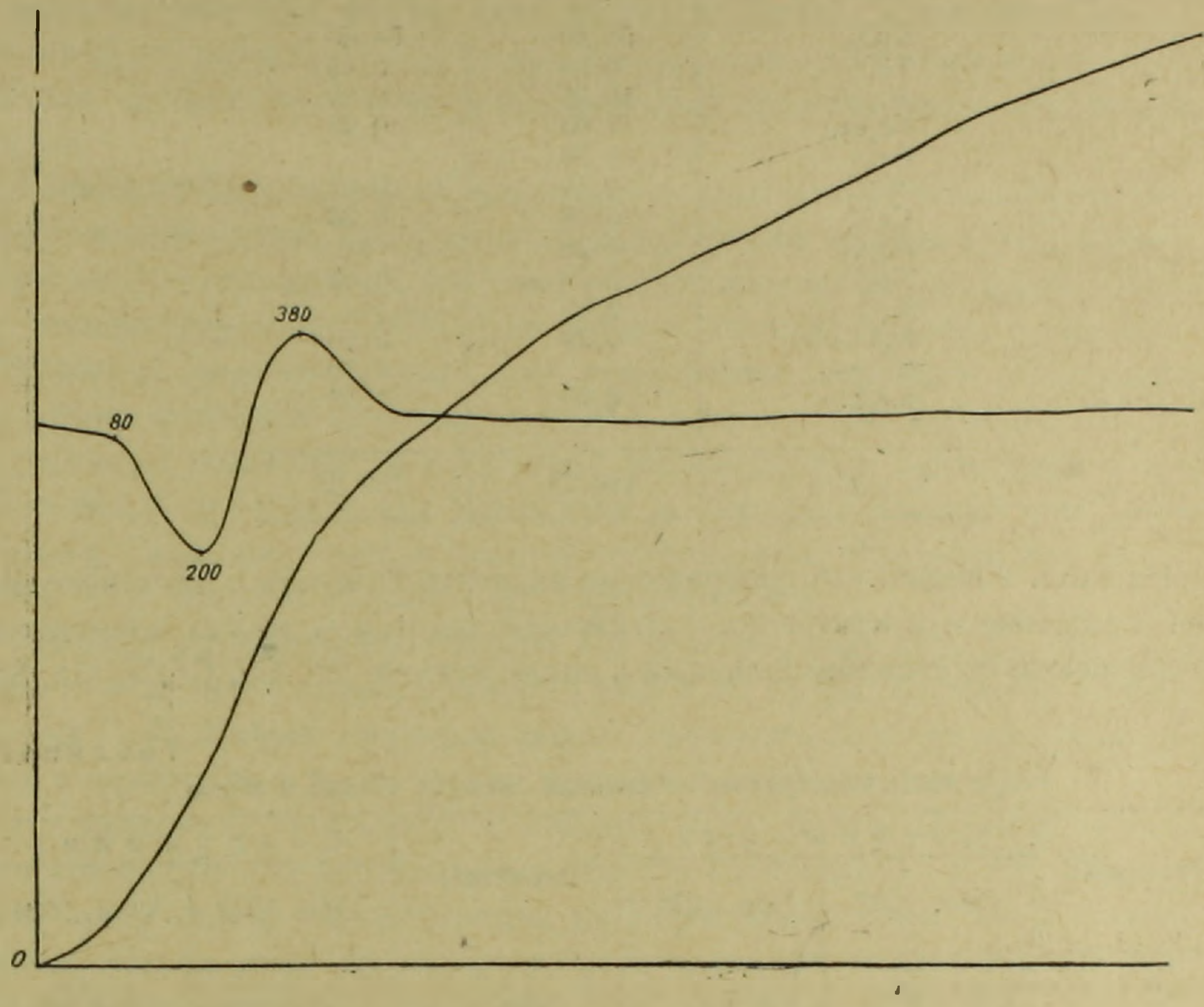
Кварц встречается в двух формах: в виде крупных угловатых кристаллов с характерными интерференцированными кольцами и чрезвычайно мелких зерен. Составляет около 1% легкой фракции.

Выход тяжелой фракции весьма незначительный. Основная масса зерен состоит из легких минералов, перешедших сюда в результате обволакивания их поверхности гидроокислами железа. Присутствуют, кроме того, единичные зерна пироксена, барит и флюорит. Из рудных минералов обнаружены 4—5 прекрасно сохранившихся октаэдров магнетита.

На дифференциальной кривой нагревания (фиг. 3) фиксируется одна эндотермическая реакция с максимумом при 200°С, являющаяся результатом выделения адсорбированной воды. Реакция достаточно растянута по обеим осям и протекает в интервале 80—380°С. Высокотемпературная область кривой представляет собой совершенно прямую линию, которая, вследствие изменения теплоемкости минерала, располагается несколько выше низкотемпературной части.

В литературе сведения о кривых нагревания опала весьма скудны. Приводимая И. И. Горбуновым и др. [1] кривая полуопала отличается от нашей наличием второго эндоэффекта при 900°С, природа которого, однако, не ясна; предполагается, что это результат полиморфного превраще-

ния одной из модификаций SiO_2. До предельной температуры (1100°С) термограмма описываемого опала похожа на приводимую в монографии Ф. В. Чухрова [5] кривую нагревания искусственного геля кремнезема, а также на кривую опала из атласа термограмм В. П. Ивановой [2].



Фиг. 3. Термограмма опала (обр. 1034).

Приведенные данные, а также другие (вышеописанные) свойства, позволяют достаточно определенно отнести исследуемый минерал к одной из разновидностей опала — сыпучему опалу.

Принадлежность измененной породы к опалу подтверждается и химически. В табл. 1 приведены анализы опала (обр. 1034) и андезито-базальтовых шлаков (обр. 1032), за счет перерождения которых и образовался минерал. Образцы взяты из крайнего, северного участка; анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН Армянской ССР аналитиком А. Петросян.

Из приведенных анализов следует, что перерождение андезито-базальта выражается в «обеднении» окислами алюминия, железа, марганца, кальция, магния, натрия, калия, титана и «обогащении» кремнеземом, водой и серой.

Те же образцы изучались спектроскопически, причем определения в каждом из них производились дважды и показали хорошую сходимость результатов. Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН Армянской ССР Г. Мкртчяном и М. Мартиросяном.

Таблица 1

Химический состав свежего шлака и опала

Компоненты	Обр. 1032	Обр. 1034
SiO_2	56,30	84,30
TiO_2	0,80	0,48
Al_2O_3	16,76	2,59
Fe_2O_3	7,65	0,93
FeO	0,98	—
MnO	0,10	0,01
CaO	6,63	0,56
MgO	4,25	сл.
Na_2O	3,72	0,52
K_2O	2,50	—
H_2O-	0,20	2,80
S	—	0,10
п.п.п.	0,30	7,98
Сумма	100,19	100,27

Из табл. 2 видно, что превращение андезито-базальта в опал находит свое отражение и в изменении содержаний некоторых малых элементов. По сравнению со свежими шлаками в опале меньше Ni, Co, Cr, V, Ga, Sr,

Таблица 2

Результаты спектрального анализа свежего шлака и опала

Элементы	Содержания		Элементы	Содержания	
	Обр. 1032	Обр. 1034		Обр. 1032	Обр. 1034
Ni	0,003—0,01	—	Nb	—	~0,01
Co	0,003—0,01	—	Sb	—	0,01—0,03
Cr	~0,003	—	Ga	0,003—0,01	—
V	0,01 —0,03	0,003—0,01	Yt	0,003—0,01	—
Mo	—	~0,001	Sr	0,1—0,3	~0,01
Cu	~0,01	0,01 —0,03	Ba	~0,1	⩽0,03
Pb	0,001—0,003	0,01 —0,03	Li	~0,003	—
Zn	0,01 —0,03	0,03 —0,1	P	0,1—0,3	—

Ba, Li, P, зато выше концентрации молибдена, меди, свинца, цинка, ниобия, сурьмы. Помимо этого, отдельные элементы (данные в таблице не приведены) в отношении изменения содержания на перерождение породы не «реагировали». К таковым относятся Zr, Ag, As, Be, B и др.

Заключение

Приведенные выше данные о положении и характере перерождения шлаков дают основание считать, что образование опала происходило в результате послеэруптивной деятельности вулкана. Деятельность эта, по всей видимости, была незначительной и концентрировалась вдоль полосы близмеридионального протяжения на северо-западном склоне главного кратера. К этому следует добавить, что такого рода изменение можно представить только как результат гидротермального воздействия, так как

известно, что около выхода газовых струй минералообразование проявляется незначительно и, по причине хорошей растворимости в воде, подавляющая часть минералов возгонов не сохраняется.

Опал и процесс его образования на сольфатарных полях в условиях областей современной вулканической деятельности (Камчатка, Курильские о-ва) изучался С. И. Набоко [3, 4]. Согласно воззрениям этого исследователя, процесс опализации в общих чертах представляется следующим образом.

Моноопаловые породы образуются в поверхностных условиях на участках газопроявлений, приуроченных к аппаратам вулканов, под воздействием кислых сульфатно-хлоридных конденсированных растворов, имеющих температуру около 100°С. Опализация пород происходит в результате кислотного выщелачивания всех компонентов породы и обогащении остаточного продукта кремнекислотной и титаном. Считается [4], что такие растворы возникают в результате конденсации и растворения в вадозных водах вулканических эксгаляций и обменных реакций этих вод с породами. Такие растворы, в отличие от гидротерм, отделяющихся от интрузий, С. И. Набоко называет «субгидротермами».

Имеются все основания считать, что перерождение шлака в опал и в нашем случае происходило примерно таким же путем. В отличие от приводимых С. И. Набоко примеров, опалы Западного Агусара обеднены титаном и интересны с точки зрения поведения микроэлементов.

По данным С. И. Набоко, «...опалиты часто полностью лишены рудных компонентов (не определяются спектроскопически)» [4, стр. 22], а в случае присутствия,— концентрации их значительно ниже, чем в свежих породах. Исходя из этого, делается заключение, что микроэлементы «наравне» с породообразующими переходят в раствор.

Очевидно, что переход отдельных микроэлементов (Ni, Co, Cr, V, Ti, Ga, Vt, Sr, Ba и др.), в раствор, но переход частичный, имел место и при опализации шлаков Западного Агусара. Что же касается молибдена, меди, свинца, цинка, серы, ниобия, сурьмы, то их повышенная (по сравнению со свежими шлаками) концентрация в опале, видимо, объясняется привносом, своеобразным наложением. Не исключено, что эти элементы «ювенильны» и перенос их производился газовыми струями характерной специализации.

Последнее предположение, конечно, может быть верно в случае «субгидротермальности» растворов. Утверждать о «приповерхностном» характере растворов в наших условиях было бы неверно, но все же такое предложение кажется более вероятным по следующей причине.

Если бы постэруптивная деятельность вулкана сопровождалась изменениями под воздействием «истинных», глубинных гидротерм, то следы таких изменений были бы широко известны не только на стратовулканах, но и на шлаковых конусах, ибо нет никаких оснований в существовании такого рода изменений отдавать предпочтение тому или иному типу вулканов. Если же считать, что растворы «субгидротермальны», то становится

понятным широкое развитие изменений на одних вулканах и отсутствие (не считая исключений) на других.

Действительно, для образования «субгидротерм» необходимо, помимо других условий (прогрев участка, выходы газов), наличие достаточного количества атмосферных и грунтовых вод. Скопление таких вод в крупных стратовулканах возможно вследствие их сложного строения (чередование плотных лав и кластолитов), и именно на таких вулканах поля измененных пород встречаются очень часто. На конусах же, сложенных в основном рыхлым материалом, аналогичных условий нет, поэтому и участки гидротермально измененных пород отсутствуют. Западный Агусар в этом отношении составляет исключение; сложность строения его аппарата, о чем говорят хотя бы выходы лав по склону, видимо способствовала накоплению относительно небольшого количества вод.

Разумеется, не только этой одной причиной объясняется отсутствие измененных пород и следов фумарольной деятельности на шлаковых конусах Армянской ССР и других областей угасшего вулканизма. К этому следует добавить отмеченную выше растворимость минералов возгонов; определенную роль, видимо, сыграли состав магмы, моногенный характер извержений и ряд других факторов, судить о которых в настоящее время нет возможности.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 16. II. 1962.

Կ. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Ի. Խ. ՊԵՏՐՈՍՈՎ

ԽԱՐԱՄՆԵՐԻ ՕՊԱԼԱՑՈՒՄԸ ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ԱՂՈՒՍԱՐ ՀՐԱԲԽԻ ԽԱՌՆԱՐԱՆՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Արևմտյան Աղուսար հրաբուխը գտնվում է Գեղամա լեռնաշղթայի կենտրոնական մասում, Ակնա լճի շրջակայքում և հանդիսանում է Հայաստանի ամենաերիտասարդ ժայթքման կենտրոններից մեկը։

Հրաբխային ապարատը ներկայացված է խարամային հատած կոնով, որի գագաթում գտնվում է գլխավոր խառնարանը։ Հրաբխի հարավային և հյուսիսային լանջերում տեղադրված են ադվենտիվ լավային խառնարանները, որոնց հետ կապված են անդեզիտա-բազալտային հոսքերը։ Կոնի հիմքի տրամագիծը հավասար է 1000 մ, բարձրությունը հասնում է 120—200 մ։ Հրաբուխի բացարձակ բարձրությունը կազմում է 3450 մ։

Խարամների օպալացված տեղամասերը հայտնաբերված են գլխավոր խառնարանի հյուսիս-արևմտյան լանջի վրա։ Տեղամասերի տրամագծերը 3—4 մետրից չեն անցնում։ Նրանք տեղաբաշխված են հյուսիս-արևմտյան (340°) ուղղությամբ։ Անհրաժեշտ է նշել, որ նախկին հեղինակների տվյալներով Հայաստանի խարամային կոններում փոփոխված ապարները բացակայում են։

Փոփոխված խարամը ներկայացված է սպիտակավուն, փխրուն ապարով։ Խարամի ոչ մեծ բեկորները լրիվ վեր են ածվել օպալի, ավելի խոշոր նմուշներում պահպանվել է թարմ միջուկը (նկ. 2)։ Փոփոխված ապարի օպալային բնույթը հաստատվում է քիմիական կազմով և տերմոգրամայով։ Սպեկտրալ անալիզի տվյալներով, փոփոխված ապարը թարմ ապարի համեմատությամբ, հարուստ է Mo, Cu, Zn, Pb։

Օպալի առաջացումը ըստ երևույթին տեղի է ունեցել հիդրոթերմալ լուծույթների ազդեցության տակ, հրաբուխի ֆումարոլ գործունեության ժամանակաշրջանում։

Այդ ազդեցության հետևանքով ապարը «հարստացել է» SiO_2 *և ջրով։ Բազմամետաղային խմբի տարրերը ներբերվել են յուվենիլ գազային անջատումներով։*

Ենթադրվում է, որ հիդրոթերմալ լուծույթների առաջացումը կապված է վադոզային ջրերի հետ։ Այդ ենթադրությունն հիմնավորվում է խարամային կոներում փոփոխված ապարների առկայությամբ։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Горбунов Н. И., Цюрупа И. Г., Шурыгина Е. А.** Рентгенограммы, термограммы и кривые обезвоживания минералов, встречающихся в почвах и глинах. Изд. АН СССР, 1952.
2. **Иванова В. П.** Термограммы минералов. «Зап. Вс. мин. об-ва», сер. 2, вып. 1, 1961.
3. **Набоко С. И.** Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. «Тр. лабор. вулкан.», вып. 16, 1959.
4. **Набоко С. И.** Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. «Тр. лабор. вулкан.», вып. 19, 1961.
5. **Чухров Ф. В.** Коллоиды в земной коре. Изд АН СССР, 1955.
6. **Ширинян К. Г.** Антропогеновый вулканизм Армении. Сб. «Проблемы вулканизма». Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
7. **Պաֆֆենհոլց Կ. Ն.** *Հայաստանի և Փոքր Կովկասի, նրան կից մասերի գեոլոգիական ակնարկ։ ՀՍՍՌ Գիտ. ակադեմ. հրատ., Երևան, 1946։*
8. **Shirinian K. G.** Main fealures of latest valcanicity in Armenia. „Bull. Volc.", S-11, v. 19, 1958.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XV, № 4, 1962 Геологич. и географич. науки

ГИДРОГЕОХИМИЯ

П. М. КАПЛАНЯН

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ПОЧВЕННО-ГИДРОХИМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ НА БАЗАЛЬТАХ

Предложенный и разработанный сектором гидрогеологии Института геологических наук Академии наук Армянской ССР почвенно-гидрохимический метод поисков месторождений полезных ископаемых, заключающийся в исследовании воднорастворимой части почв, оправдал себя при постановке таких работ на рыхлых образованиях над рудными телами [1]. Неисследованной оставалась возможность применения указанной методики поисков при наличии безрудных покрышек, перекрывающих «слепые» рудные тела. В полевой сезон 1958 г. автором, проводившим гидрохимические работы в Ехегнадзорском районе Армянской ССР, была проведена почвенно-гидрохимическая съемка на базальтовых покрышках Варденисского молибденового проявления, результатам которой и посвящается данная заметка.

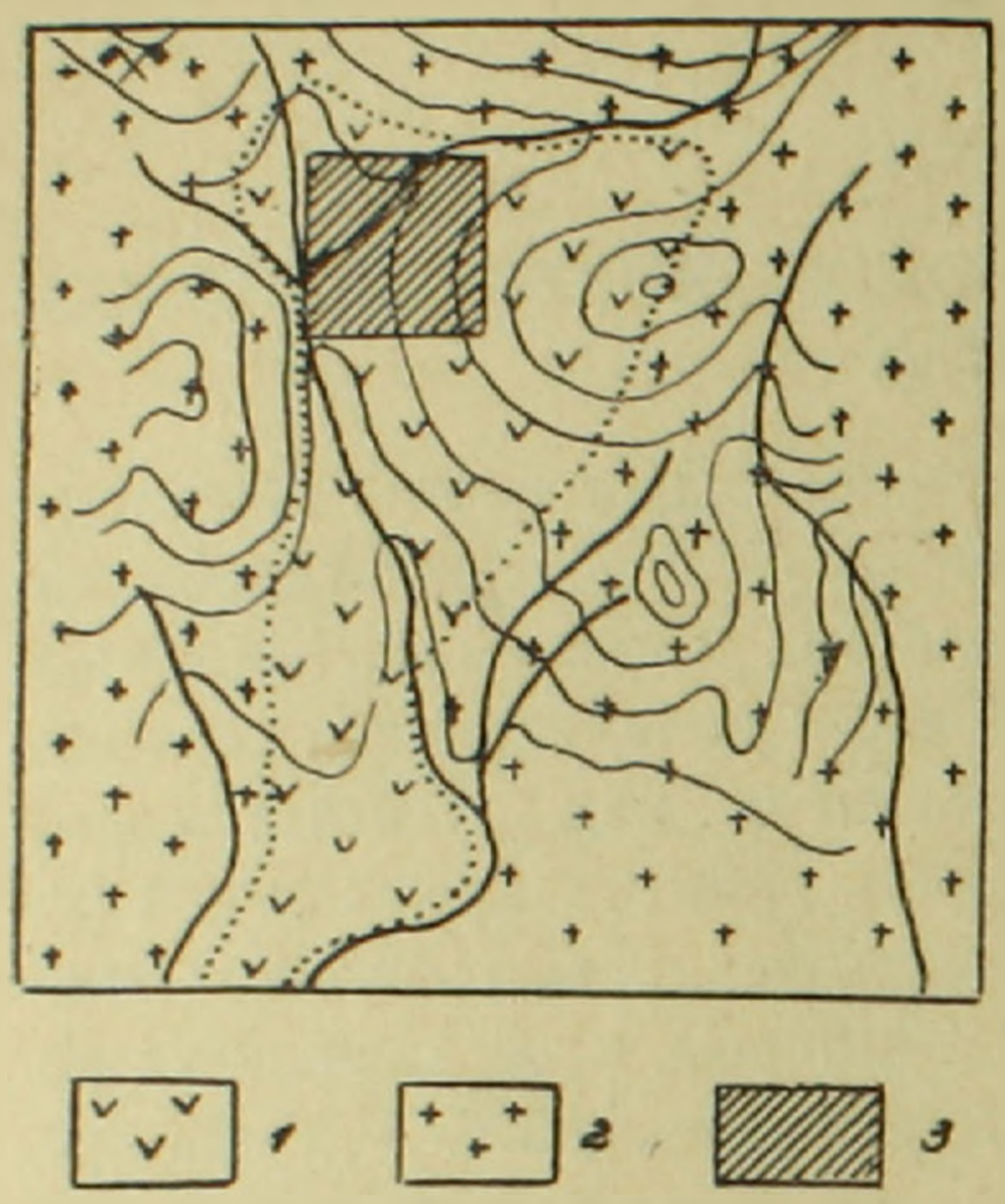
Варденисское проявление расположено на южных отрогах одноименного хребта. Климат района — горный, холодный со средне-годовым количеством осадков до 600 *мм* в год. В результате интенсивной расчлененности рельефа наземный сток превалирует над подземным. Гидрографическая сеть, представленная системой мелких ручейков, развита очень широко. Вся территория месторождения располагается в зоне интенсивного выщелачивания. Процессы окисления имеют здесь большое развитие.

В геологическом строении месторождения, в основном, принимают участие сильно измененные порфириты и прорывающие их интрузивы гранодиоритового состава. Тип оруденения прожилково-вкрапленный. В вещественном составе руд преобладающими являются пирит, молибденит, при весьма малом содержании минералов меди.

Значительное распространение на территории месторождения имеют лавовые потоки, приуроченные к вулкану Гейсар, конус которого расположен в пределах месторождения. Лавы этого вулкана выходят далеко за пределы рудного поля. В орографическом отношении — это обособленная единица, возвышающая на 200—250 *м* над эродированной поверхностью эоценовых порфиритов (фиг. 1).

По данным К. И. Карапетяна [3], проводившего исследования по четвертичному вулканизму Айоцдзора, конус и приуроченные к нему лавы имеют следующее строение: привершинная часть и восточные склоны сложены вулканическим шлаком. Из-под основания конуса, с западной сто-

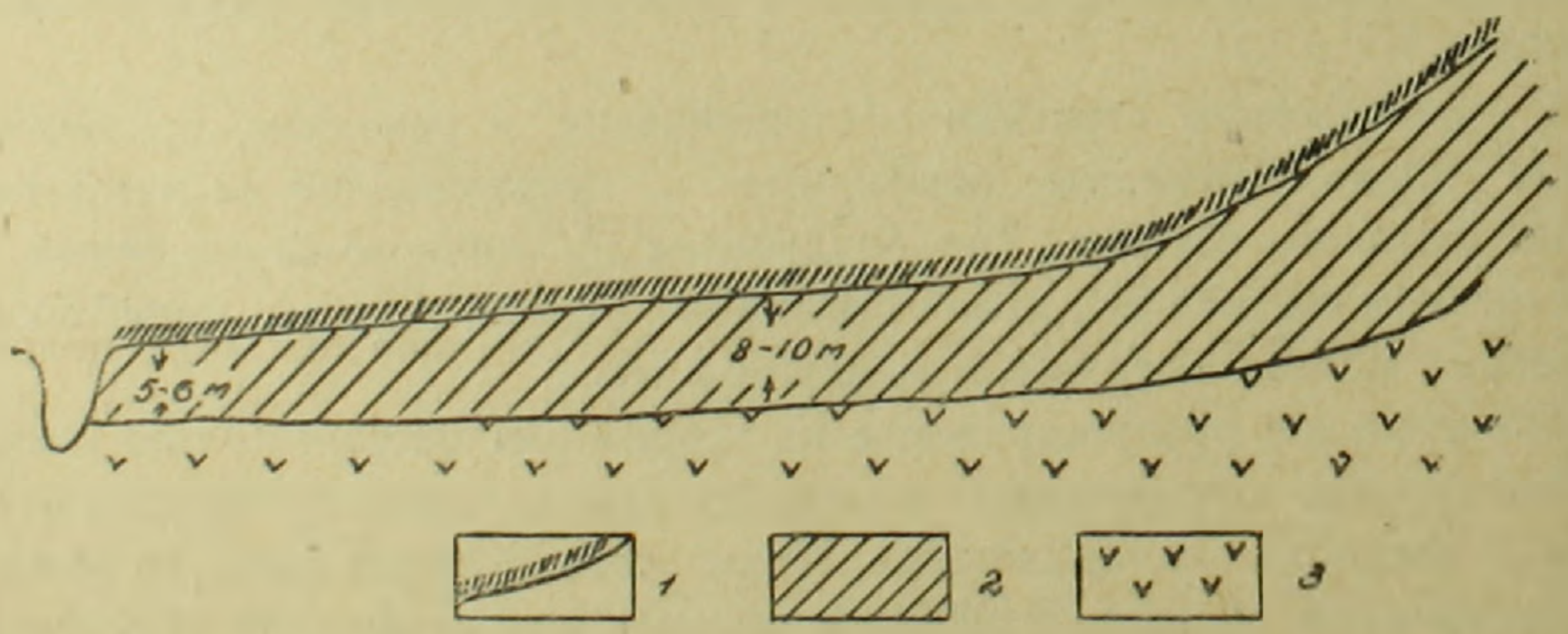
роны протягивается лавовый поток. Мощность его на интересующей нас площади колеблется от 5—6 до 8—10 *м*. Верхний и нижний слои представлены обломочными продуктами и в сумме составляют одну треть всей мощности потока, причем нижний слой более пористый. Глубинная часть потока разбита вертикальными трещинами на отдельные полиэдры. Система этих трещин весьма густая. В результате этого, в пределах потока наблюдается интенсивная вертикальная циркуляция вод. Почвенно-растительный покров на лавах составляет 15—25 *см*. (фиг. 2).



Фиг. 1. Обзорная геологическая карта района Варденисского месторождения.
1. Лавовый поток Гейсара.
2. Порфириты, местами оруденелые.
3. Район проведения почвенно-гидрохимической съемки.

У основания указанного конуса лавовый поток расчленен многочисленными ручьями. Один из таких ручьев, расчленяя лавы у подошвы, окаймляет конус с севера и запада и контролирует весь этот массив от действия на него вод соседних участков. Таким образом, создается полная изоляция и обособленность режима подземных вод этой орографической единицы. Мощность лав в этом месте не превышает 5—6 *м*. В борту ручья, непосредственно под лавами обнажаются оруденелые порфириты. Оруденение протягивается и под основной поток, прилегающий к конусу.

Проведенные гидрогеохимические работы в целом по месторождению дали положительные результаты. Так, в родниковых и ручейковых водах содержание молибдена колебалось в



Фиг. 2. Схема залегания лавового потока в районе Варденисского проявления.
1. Почвенно-растительный покров 15—20 *см*.
2. Андезито-базальтовые лавы Гейсара.
3. Молибденсодержащие порфириты.

пределах от 20 до 80 гамм в литре, в некоторых случаях оно достигало порядка 0,1 *мг/л*. Однако, полученные гидрогеохимические данные, хорошо характеризующие месторождение в целом и выделяющие контур вторичного ореола рассеяния по молибдену, не позволили в условиях данного месторождения выделить отдельные наиболее перспективные участки, тем более, что химические анализы подлавовых вод на рудные элементы не дали положительного результата.

Основываясь на результатах, полученных при проведении почвенно-гидрохимической съемки [1], предшествовавшей настоящим работам, нами была проведена на указанном месторождении почвенная съемка на рыхлых образованиях и на базальтовых покрышках, перекрывающих рудные тела. Результаты, полученные при проведении почвенно-гидрохимической съемки на рыхлых образованиях месторождения, представляют большой интерес и будут освещены позже. Ниже приводятся результаты съемки на базальтах.

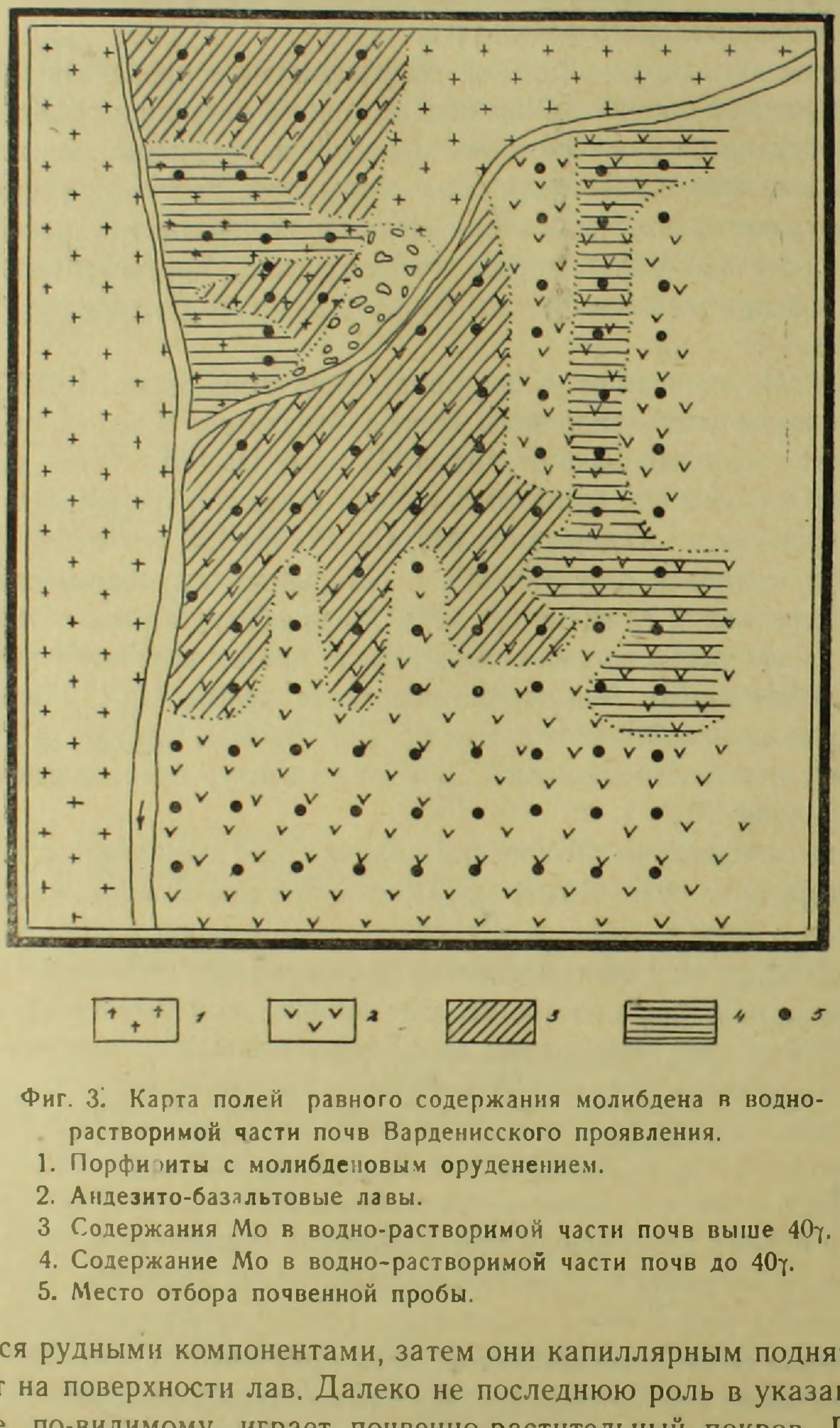
Разбивка, начиная от ручья, произведенная по сетке 50×50, покрыла собой пологую часть западного склона базальтов. В итоге из верхнего гумусового горизонта было отобрано 112 проб. Из 100 *г* почвы, пропущенной через 3-х *мм* сито, готовилась водная вытяжка, где принятыми методами* определялись содержания Mo, Cu, Fe. Из 112 определений в тридцати двух молибден отсутствовал, в остальных содержание его колебалось от нескольких гамм до 0,1 *мг/л*. Медь обнаружена в четырнадцати пробах, из которых в восьми содержание ее крайне незначительно (порядка нескольких гамм). Аналогично поведение железа. Из 112 определений только семь показали наличие железа. Естественно, что только данные по молибдену позволили составить примерный контур предполагаемого рудного тела (фиг. 3).

Какие же факторы обусловили наличие этих компонентов на поверхности безрудной базальтовой покрышки? Вопрос о возможности сноса материала с других участков месторождения отпадает в силу, как указывалось выше, полной обособленности описанной орографической единицы. Было высказано предположение, что наличие молибдена можно объяснить ассимиляцией базальтами молибденосодержащих порфиритов при механизме вулканообразования и, в результате последующего выветривания, концентрацией его в почвенном горизонте. Для проверки этого положения нами были подвергнуты спектральному анализу одиннадцать образцов базальта отобранных из различных мест потока. Результаты анализа в 9 пробах показали полное отсутствие молибдена и только в двух наличие его на грани чувствительности методики (порядка 0,0001%). Не дали никаких результатов и почвенные пробы, отобранные спорадически в количестве 10 штук на восточном, по нашему мнению, безрудном склоне. Таким образом, наибольшей вероятностью является следующее предположение: безрудные базальтовые лавы, покрыв собой оруденелые порфири-

---

* Молибден определялся роданидным методом, медь — карбаматным, железо — роданистым.

ты, в последующем были разбиты системой многочисленных вертикальных трещин, выполненных, в дальнейшем обломками и продуктами выветривания и покрывшихся почвенно-растительным слоем. Воды, циркулирующие в этих образованиях, достигая оруденелых порфиритов, окисляют их и обо-



Фиг. 3. Карта полей равного содержания молибдена в водно-растворимой части почв Варденисского проявления.

1. Порфириты с молибденовым оруденением.
2. Андезито-базальтовые лавы.
3 Содержания Мо в водно-растворимой части почв выше 40γ.
4. Содержание Мо в водно-растворимой части почв до 40γ.
5. Место отбора почвенной пробы.

гащаются рудными компонентами, затем они капиллярным поднятием выступают на поверхности лав. Далеко не последнюю роль в указанном механизме, по-видимому, играет почвенно-растительный покров. Глубокая корневая система растений, прорастающих на подобных образованиях, способствует миграции рудных элементов и концентрации их после отмирания в верхнем гумусовом слое почвы.

Незначительные содержания меди можно объяснить, с одной стороны, малым содержанием ее в вещественном составе руд, с другой — концентрацией ее в корневых частях растений*.

Вероятно, при постановке почвенно-гидрохимических работ на поиски меди, глубина отбора проб должна быть несколько увеличена.

Отсутствие железа в почвенном слое, видимо, объясняется высоким значением pH среды, при котором окисное железо подвергается гидролизу.

Таким образом, описанные выше работы позволяют сделать вывод о возможности применения почвенно-гидрохимического метода над «слепыми» рудными телами, перекрытыми безрудной базальтовой покрышкой, что должно представлять большой интерес для условий Армении.

Разумеется, настоящее исследование не дает исчерпывающего ответа на все вопросы, связанные с широкой постановкой таких работ, интерпретацией и проверкой полученных результатов. Исследования в этом направлении продолжаются.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 17. II. 1962.

Պ. Մ. ՂԱՓԼԱՆՅԱՆ

ՀՈՂԱ-ՀԻԴՐՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ՀԱՆՈՒՅԹԻ ԿԻՐԱՌՄԱՆ ՓՈՐՁԸ ԲԱԶԱԼՏՆԵՐԻ ՎՐԱ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում շարադրված են հողա-հիդրոքիմիական հանույթի առաջին փորձի արդյունքները, որոնք ստացվել են Հայկական ՍՍՌ Եղեգնաձորի շրջանի Վարդենիսի մոլիբդենային հանքավայրում, հանքամարմինները ծածկող բազալտների վրա կատարած հետազոտությունների ընթացքում։

Կատարված հանույթի հետևանքով հողում ստացվել է մոլիբդենի բարձր պարունակության շեղումնային տեղամաս, որը կարող է հետաքրքրություն ներկայացնել որոնողական աշխատանքներ կազմակերպելու համար։

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. **Долуханова Н. И.** Опыт применения гидрохимической съемки на медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1958.
2. **Долуханова Н. И.** Отчет о детальных почвенно-гидрохимических исследованиях в районе Анкаванского медно-молибденового месторождения. Фонды Арм. ГУ, 1957.
3. **Карапетян К. И.** Некоторые особенности четвертичного вулканизма Даралагеза. ДАН АрмССР, т. XXV, № 1, 1959.

---

* По данным Н. И. Долухановой [2], молибден хорошо усваивается растением целиком (корни, стебли, листья, цветы), а медь концентрируется, преимущественно в корневых частях, плохо мигрируя вверх по всему растению.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XV, № 4, 1962 Геологич. и географич. науки

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Г. Г. ХАЧИКЯН

ВЛИЯНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТРЕЩИН В МАССИВЕ ГОРНЫХ ПОРОД, ПЕРЕСЕКАЕМЫХ НАПОРНЫМИ ТОННЕЛЯМИ, НА КОЭФФИЦИЕНТ ОТПОРА

Благодаря упругим свойствам массивов горных пород, значительно облегчаются условия статической работы обделок тоннелей и повышается их несущая способность [1]. Учет совместной работы тоннельной обделки и массива горных пород, в котором сооружается тоннель, дает большой экономический эффект народному хозяйству.

Способность горных пород сопротивляться деформациям обделки характеризуется коэффициентом отпора породы и принимается обратно пропорциональной перемещениям обделки, нормальным к ее поверхности [2].

Натурными исследованиями по определению деформативных свойств горных пород в тоннельных выработках ряда гидроэлектростанций в Закавказье установлено, что коэффициент отпора породы зависит от интенсивности нагрузки на горную породу. В отдельных случаях его величина резко понижается с повышением внутреннего гидростатического давления [3, 4].

При умеренных нагрузках, в зависимости от физико-механических свойств породы, сохраняется линейная зависимость между давлением и радиальным перемещением по контуру подземной выработки, т. е. материал находится в упругом состоянии. Упругие деформации продолжаются до определенного значения нагрузки на горную породу, после чего появляются пластические, необратимые деформации. При высоких нагрузках в некоторых горных породах пластические деформации значительно превышают упругие. Находящиеся вокруг тоннельной выработки горные породы, в первый момент после заполнения тоннельного пространства водой с постоянным напором P, испытывают только упругие деформации. С дальнейшим ростом давления, в зависимости от величины напряжений в массиве и физико-механических свойств горных пород, начинаются пластические перемещения пород или явления трещинообразования.

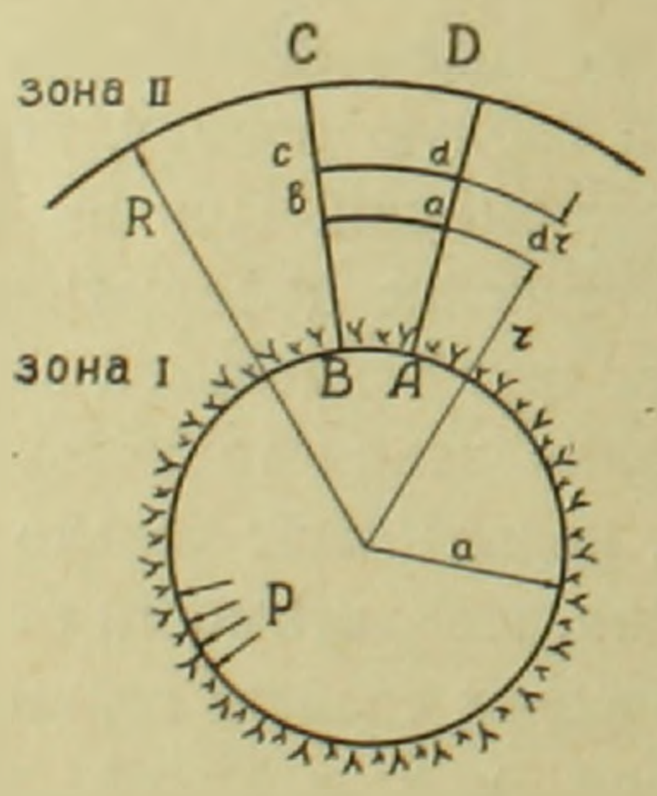
Первый случай будет иметь место при наличии пластичных пород, которые способны принимать значительные деформации без нарушения сплошности массива. Второй случай, т. е. трещинообразование, имеет место при наличии скальных пород, как только растягивающие напряжения превышают определенный предел.

При наличии пластичной горной породы вокруг тоннельных выработок ее работа на внутреннее давление воды совместно с обделкой напорного тоннеля, имеющей высокую жесткость, приводит к тому, что почти все внутреннее давление воды передается на обделку. Доля внутреннего давления воды, воспринимаемого пластичной породой, обычно столь незначительна, что им можно пренебречь, т. е. принять коэффициент отпора такой породы равным нулю. В практике тоннелестроения, в большинстве случаев, высоконапорные тоннели сооружаются в скальных горных породах, чем обеспечивается возможность передать на стенки выработки значительную часть внутреннего давления воды.

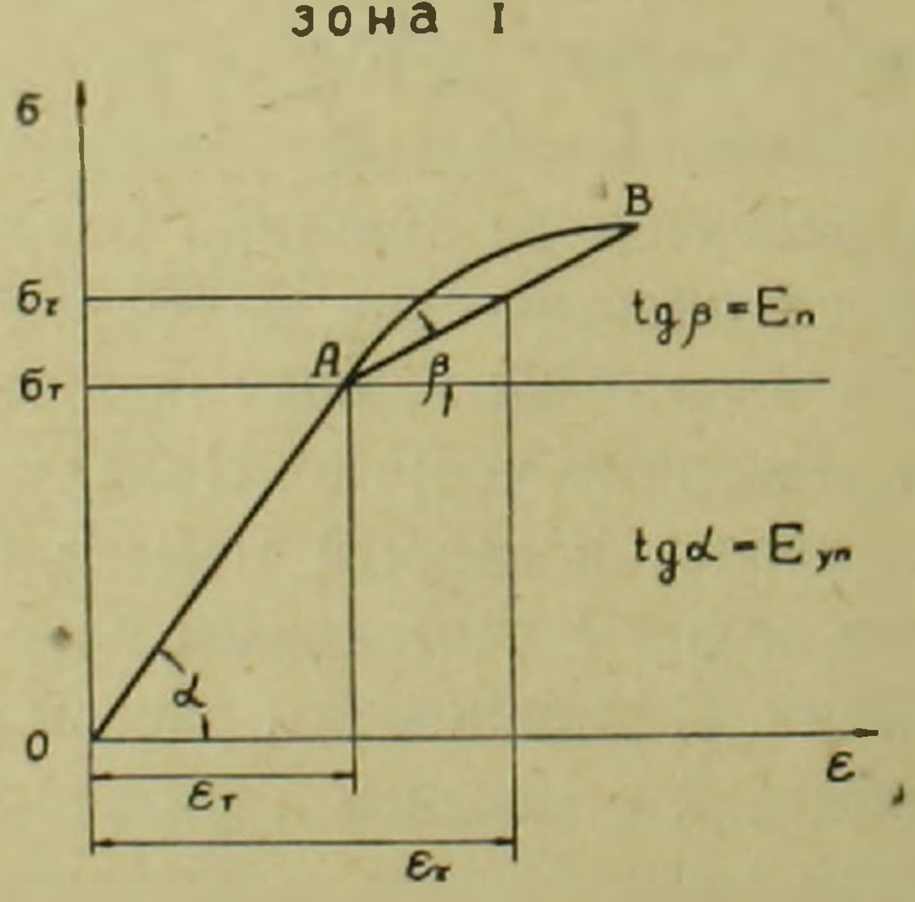
Исходя из этих обстоятельств, при теоретических исследованиях вопроса определения упругих и деформативных характеристик горных пород, необходимо учитывать как упругое, так и пластическое состояние горного массива. Для определения перемещения горной породы по контуру подземной выработки под действием напора воды изнутри напорного гидротехнического тоннеля, применяем методы теории малых упруго-пластических деформаций [5].

Приведенные ниже теоретические расчеты относятся также к подземным напорным выработкам круглого сечения, предназначенным для хранения жидкого топлива и газов. Работа эта выполнена в секторе геологии тоннелей ИГН АН Армянской ССР, научный руководитель канд. техн. наук Г. П. Завриян.

При высоких напорах внутри тоннеля, в определенной зоне вокруг выработки, растягивающие напряжение превышают предел упругости для данной породы— σ_T, вследствии чего нарушается линейный закон зависимости между давлением и перемещением поверхности выработки напорного тоннеля. В пределах этой зоны скального массива с радиусом R (зона I) появляются трещины в радиальном направлении (фиг. 1). В



Фиг. 1,



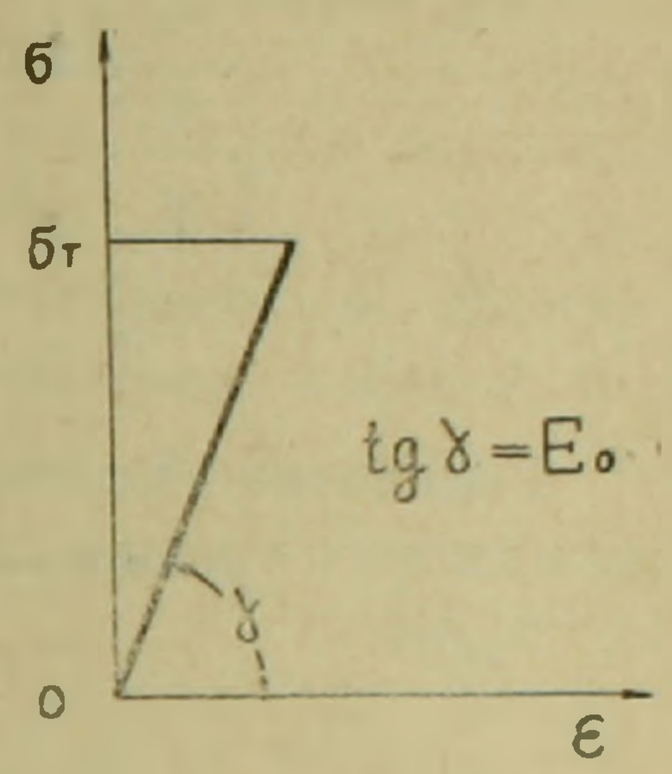
Фиг. 2.

этой области массива горные породы работают только на сжатие. За пределом этой разрушенной зоны, горные породы остаются в упругом состоянии и испытывают как растягивающие, так и сжимающие напряжения—зона II.

Кривую диаграммы одноосного сжатия упруго-пластических деформаций материала первой зоны (фиг. 2) приближенно заменим ломаной линией OAB, состоящей из двух прямых линий, первая OA, соответствует упругому поведению горной породы, вторая AB—пластическому. В этом случае имеем два модуля деформации: на участке OA—модуль упругости $E_{уп} = tg\alpha$; на участке AB — модуль упрочнения $E_{п} = tg\beta$. Диаграмму одноосной деформации материала второй зоны принимаем прямолинейной и считаем, что предел упругости материала равен его пределу прочности при растяжении, т. е. $\sigma_т \simeq \sigma_0$

Модуль упругости для второй зоны $E_0 = tg\gamma$ (фиг. 3).

Предполагается, что этот модуль, вообще говоря, выше модуля упругости $E_{уп}$, претерпевшего трещинообразование материала первой зоны.



Фиг. 3.

Относительное понижение модуля упругости породы при переходе в пластическое состояние обозначим буквой λ.

$$\lambda = \frac{E_{уп} - E_{п}}{E_{уп}}$$

λ — называется коэффициентом относительного уменьшения модуля деформации.

Значение $\lambda = 0$ соответствует упругому участку, $\lambda = 1$ — идеальной пластичности.

Сжимающие напряжения соответственно для точек, лежащих на окружности радиуса a и для точек на окружности радиуса R, будут — p и σ_0, где σ_0 — предел прочности породы при растяжении.

Поскольку на плоскостях радиальных трещин напряжения равняются нулю, деформация элементарного объема породы в трещиноватой зоне abcd в радиальном направлении будет:

$$du = \varepsilon_r dr - \mu_0 \varepsilon_z dr = (1 - \mu_0^2)\, \varepsilon_r dr \qquad (1)$$

где ε_z — деформация, параллельная продольной оси тоннеля.

Принимается, что величина коэффициента поперечной деформации μ_0 не зависит от давления на породу.

Определим величину относительной деформации на пластическом участке из диаграммы фиг. 2.

$$\varepsilon_r = \varepsilon_T + \frac{\sigma_r - \sigma_T}{E_n}. \qquad (2)$$

Из условия равновесия цилиндрического клина ABba имеем:

$$pa = \sigma_r r \text{ откуда } \sigma_r = p\,\frac{a}{r}.$$

Подставляя значение σ_r в выражение (2), а также принимая во внимание, что $\sigma_T = \sigma_0 = E_{уп}\,\varepsilon_T$, получим:

$$\varepsilon_r = \frac{pa}{E_n r} - \frac{\lambda\sigma_0}{E_n}.$$

Подставляя значение ε_r в дифференциальное уравнение (1), последнее получит следующий вид:

$$du = (1-\mu_0^2)\left[\frac{pa}{E_n r} - \frac{\lambda\sigma_0}{E_n}\right] dr.$$

Определим перемещение точки А от деформации массива трещиноватой зоны

$$U_{1A} = (1-\mu_0^2)\int_a^R \left(\frac{pa}{E_n r} - \frac{\lambda\sigma_0}{E_n}\right) dr = (1-\mu_0^2)\left[\frac{pa}{E_n}\int_a^R \frac{dr}{r} - \right.$$

$$\left. - \frac{\lambda\sigma_0}{E_n}\int_a^R dr\right] = \frac{(1-\mu_0^2)a}{(1-\lambda)E_{yn}}\left[p\ln\frac{p}{\sigma_0} - \lambda(p-\sigma_0)\right] \qquad (3)$$

Радиальное перемещение точки А от деформации цельного, неповрежденного трещинами массива горной породы, согласно формуле Ляме, будет:

$$U_{2A} = \frac{1+\mu_0}{E_0} p_R R = \frac{1+\mu_0}{E_0} pa \qquad (4)$$

Определим суммарное перемещение точки А от деформаций двух зон скального массива

$$U_A = U_{1A} + U_{2A} = \frac{(1-\mu_0^2)\,a}{(1-\lambda)\,E_{yn}}\left[p\ln\frac{p}{\sigma_0} - \lambda(p-\sigma_0)\right] + \frac{1+\mu_0}{E_0} pa \qquad (5)$$

Определим коэффициент отпора данной выработки:

$$K = \frac{p}{U_A} = \frac{1}{\frac{(1-\mu_0^2)a}{(1-\lambda)E_{yn}}\left[\ln\frac{p}{\sigma_0} - \lambda\left(1-\frac{\sigma_0}{p}\right)\right] + \frac{(1+\mu_0)a}{E_0}} \qquad (6)$$

Учитывая, что $(1-\lambda)\,E_{yn} = E_n$ по определению, а также производя некоторые преобразования, формулу (6) можно записать в таком виде:

$$K = \frac{E_0}{(1+\mu_0)\,a\left[1+(1-\mu_0)\frac{E_0}{E_n}\ln\frac{p}{\sigma_0} - \lambda(1-\mu_0)\left(1-\frac{\sigma_0}{p}\right)\frac{E_0}{E_n}\right]} \qquad (7)$$

Полученная формула (7) представляет собой общее выражение коэффициента отпора скального массива. Она учитывает все практически могущие возникать состояния скальной горной породы. Согласно этой формуле, коэффициент отпора горной породы для выработки напорного тоннеля зависит как от упругих характеристик породы, так и от ин-

тенсивности нагрузки на скальный массив и коэффициента относительного уменьшения модуля деформации при упруго-пластических деформациях. Величина коэффициента отпора породы обратно пропорциональна радиусу подземной выработки. С возрастанием внутреннего давления в выработке напорного теннеля, величина коэффициента отпора породы понижается.

Как видно из выражения (6), при $\lambda = 1$, т. е., когда порода переходит в чисто пластическое напряженное состояние, то $K = 0$.

В том случае, когда после образования трещин в массиве, горные породы под действием данной нагрузки сохраняют упругие свойства, т. е. при $\lambda = 0$, формула (7) получает следующий вид:

$$K = \frac{E_0}{(1+\mu_0)a\left[1+(1-\mu_0)\frac{E_0}{E_{уп}}\ln\frac{p}{\sigma_0}\right]} \tag{8}$$

Перейдем к случаю, когда возникновение трещин в породе не вызывает резкого изменения напряженного состояния массива, а модуль деформации породы остается постоянным, т. е. $E_{уп} = E_0$. Тогда формула (8) упростится:

$$K = \frac{E_0}{(1+\mu_0)\,a\left[1+(1-\mu_0)\ln\frac{p}{\sigma_0}\right]}. \tag{9}$$

Как показывает формула (9), при упругих деформациях также имеет место понижение коэффициента отпора породы с ростом гидростатического давления, при условии если $p > \sigma_0$.

Зависимость между коэффициентом отпора породы и давлением подчиняется логарифмическому закону.

При $p = \sigma_0$, формула (9) получает следующий вид:

$$K = \frac{E_0}{(1+\mu_0)\,a}. \tag{10}$$

Следовательно, в случае низконапорных выработок, когда под давлением внутри тоннеля в монолитном массиве трещинообразование не происходит, коэффициент отпора породы зависит только от упругих характеристик породы.

Полученные формулы позволяют определять путем перерасчета величины коэффициента отпора породы для сечения проектируемого тоннеля, на основе данных, полученных на опытных выработках малых размеров.

Они также дают возможность вычислять коэффициент отпора породы при величине интересующего нас внутреннего давления, на основе результатов испытаний опытными нагрузками. Определим зависимость между коэффициентами отпора породы при испытаниях под разными нагрузками на стенки подземной выработки. Для упругого тела, имеющего зону трещинообразования имеем:

$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{1 + (1 - \mu_0) \ln \frac{P_2}{\sigma_0}}{1 + (1 - \mu_0) \ln \frac{P_1}{\sigma_0}}$$

или

$$K_2 = K_1 \frac{1 + (1 - \mu_0) \ln \frac{P_1}{\sigma_0}}{1 + (1 - \mu_0) \ln \frac{P_2}{\sigma_0}}. \qquad (11)$$

Когда имеются данные испытаний для абсолютно жестких и монолитных скальных пород, при нагрузках, не превышающих временное сопротивление породы на растягивающие усилия, то коэффициент отпора породы при давлении $p_2 > \sigma_0$ можно определить с помощью формул (9) и (10)

$$K_2 = \frac{K_1}{1 + (1 - \mu_0) \ln \frac{p_2}{\sigma_0}}. \qquad (12)$$

Приведенные теоретические выражения показывают, что при расчете тоннельных обделок, величину коэффициента отпора породы нужно выбирать в зависимости от давления, действующего внутри подземной выработки.

Формулы, полученные на основе законов теории малых упруго-пластических деформаций, характеризуют влияние трещинообразования, вызванного давлением воды в напорном тоннеле на величину коэффициента отпора массива скальных пород. Эти зависимости после их экспериментальной проверки позволят экстраполировать величины коэффициентов отпора пород для выработок высокого давления на основе данных испытаний, полученных в низконапорных выработках малых размеров. Это позволит значительно улучшить проектирование напорных тоннелей за счет учета реальных деформативных характеристик горных пород и даст высокий экономический эффект.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10.IX. 1961.

Հ. Գ. ԽԱՉԻԿՅԱՆ

ՃԵՂՔԱԳՈՅԱՑՄԱՆ ԱԶԴԵՑՈՒԹՅՈՒՆԸ ՃՆՇՄԱՆ ԹՈՒՆԵԼՆԵՐՈՎ ՀԱՏՎՈՂ ԼԵՌՆԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՋԱՆԳՎԱԾԻ ԸՆԴԴԻՄԱԴՐՈՒԹՅԱՆ ԳՈՐԾԱԿՑԻ ՎՐԱ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Ներկա հոդվածի նպատակն է տեսականորեն բացահայտել ճեղքագոյացման ազդեցությունը լեռնային ապարների ընդդիմադրության գործակցի մեծության վրա ճնշման թունելի վերլուծքում։

Ինչպես ցույց են տալիս բնական փորձարկումները ստորերկրյա պայմաններում, լեռնային ապարները կախված ֆիզիկո-մեխանիկական հատկություններից ջրի ներքին ճնշման տակ կրում են թե առաձգական, և թե պլաստիկ դեֆորմացիաներ։ Ելնելով այս հանգամանքից, անհրաժեշտ է տեսական ուսումնասիրությունների ժամանակ հաշվի առնել նաև ապարների պլաստիկ վիճակը։ Լեռնային ապարների դեֆորմացիաները ճնշման թունելում որոշելու համար մենք օգտագործել ենք առաձգական-պլաստիկ փոքր դեֆորմացիաների թեորիայի օրենքները։ Ստացված հաշվարկային բանաձևերը ցույց են տալիս, որ ժայռային ապարների ընդդիմադրության գործակիցը կախված է ճնշման մեծությունից, փորվածքի ներքին շառավիղից և ապարի դեֆորմացիայի մոդուլի հարաբերական փոքրացման գործակցից։ Այդ արտահայտությունների շնորհիվ հնարավոր է դառնում ցածր ճնշման փորվածքներում կատարած փորձերի տվյալների հիման վրա որոշել ապարների ընդդիմադրության գործակցի մեծությունը մեծ ճնշումների դեպքում։

Ստացած բանաձևերը ցույց են տալիս, որ լեռնային ապարների ընդդիմադրության գործակցի մեծությունն իջնում է ինչպես զանգվածում պլաստիկ դեֆորմացիաներ առաջանալիս, այնպես էլ ապարների առաձգական վիճակի դեպքում, երբ տեղի է ունենում ճեղքագոյացում։ Ուստի անհրաժեշտ է, որ թունելների նախագծման ժամանակ, լեռնային ապարների ընդդիմադրության գործակիցը ընտրելիս հաշվի առնել նրանց վրա ազդող ուժերի մեծությունը։ Լեռնային ապարների իրական դեֆորմատիվ հատկությունների գնահատումը զգալիորեն կբարելավի ճնշման թունելների նախագծումը և կտա մեծ տնտեսական էֆեկտ։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Давыдов С. С.** Расчет и проектирование подземных конструкций, Госстройиздат, 1950.
2. **Дандуров М. И.** Тоннели, Трансжелдориздат, М., 1952.
3. **Завриян Г. П.** Испытание упругих свойств горной породы в тоннеле Озерной Гидроэлектростанции Севанстроя. «Гидротехническое строительство». № 9, 1946.
4. **Завриян Г. П.** Понижение величины коэффициента отпора горной породы с возрастанием внутреннего давления в выработке напорного тоннеля. «Известия» ТНИСГЭИ, № 10, 1958.
5. **Никифоров С. Н.** Теория упругости и пластичности, М., 1955.

Բ Ո վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Պալեոցեոլոգիա

Ս. Մ. Գրիգորյան. *Օրբիտոիդների ստրատիգրաֆիական տարածումը Հայկական ՍՍՌ-ի հարավ-արևմտյան մասի պալեոգենի նստվածքներում* 3

Ստրատիգրաֆիա

Ա. Կ. Աբգումանյան. *Հոկտեմբերյանի, Երևանի և Նախիջևանի շրջանների վերին օլիգոցենի և նեոգենի ապարների համադրման սխեման* 9

Պետրոգրաֆիա

Ա. Պ. Լեբեդև, է. Գ. Մալխասյան. *Հայկական ՍՍՌ-ի յուրայի կվարցային պորֆիրների երկրաբանության և պետրոգրաֆիայի շուրջը* 13

Միներալոգիա

Պ. Մ. Բարբիկյան. *Սկվածքների քանակական-միներալոգիական անալիզի մեթոդիկայի մասին* 35

Հրաբխագիտություն

Կ. Ի. Կարապետյան, Ի. Խ. Պետրոսով. *Խարամների օպալացումը Արևմտյան Աղուսար հրաբխի խառնարանում* 41

Հիդրոգեոքիմիա

Պ. Մ. Ղափլանյան. *Հողա-հիդրոքիմիական հանույթի կիրառման փորձը բազալտների վրա* 51

Ինժեներական երկրաբանություն

Հ. Գ. Խաչիկյան. *Ճեղքագոյացման ազդեցությունը ճնշման թուններով հատվող լեռնային ապարների զանգվածի ընդդիմադրության գործակցի վրա* 57

СОДЕРЖАНИЕ

стр.

Палеонтология

С. М. Григорян. Стратиграфическое распространение орбитоидов в палеогеновых отложениях юго-западной части Армянской ССР 3

Стратиграфия

С. К. Арзуманян. Схема сопоставления разрезов верхнеолигоценовых и неогеновых образований Октемберянского, Ереванского и Нахичеванского прогибов 9

Петрография

А. П. Лебедев, Э. Г. Малхасян. К геологии и петрографии юрских кварцевых плагиопорфиров Армянской ССР 19

Минералогия

П. М. Бартикян. К методике количественно-минералогического анализа шлихов 35

Вулканология

К. И. Карапетян, И. Х. Петросов. Опализация шлаков в кратере вулкана Западный Агусар 41

Гидрогеохимия

П. М. Капланян. Опыт применения почвенно-гидрохимической съемки на базальтах 51

Инженерная геология

Г. Г. Хачикян. Влияние образования трещин в массиве горных пород, пересекаемых напорными тоннелями, на коэффициент отпора 57