

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ СССР  
ЕРЕВАНСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. К. МАРКСА

СБОРНИК  
НАУЧНЫХ ТРУДОВ

№ 8

ИЗДАТЕЛЬСТВО ЕРЕВАНСКОГО УНИВЕРСИТЕТА  
Ереван—1954

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ СССР  
ЕРЕВАНСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. К. МАРКСА

СБОРНИК  
НАУЧНЫХ ТРУДОВ

№ 8

ГЕОЛОГИЯ И ГОРНОЕ ДЕЛО  
ВЫПУСК 1



ИЗДАТЕЛЬСТВО ЕРЕВАНСКОГО УНИВЕРСИТЕТА  
ЕРЕВАН—1954



ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ  
ԳԱՅԱՆ ԵՎ ԿԱՐԱՎԱՐՈՒԹՅԱՆ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ ЕРПИ

Мелконян П. Г.—директор института (председатель)  
Касьян М. В.—доктор технических наук, профессор (зам. председателя)  
Акопян А. А.—доктор технических наук, профессор  
Оганезов Г. Г.—доктор сельскохозяйственных наук, профессор  
Хачатрян Т. Т.—доктор технических наук, профессор  
Алчуджян А. А.—доктор химических наук, профессор  
Овсепян В. М.—кандидат технических наук, доцент  
Авакян С. В.—кандидат технических наук, доцент  
Агаханян С. Г.

*Ответств. за выпуск канд. геолого-минералогических наук  
Малхасян Э. Г.*

А. Т. АСЛАНЯН

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПОСЛЕМИОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АРМЕНИИ<sup>1</sup>

1. Современная складчатая структура Армении так же, как и структура сопредельных областей Кавказа, Анатолии и Ирана, оформилась в итоге ряда орогенических фаз, из которых последняя, наиболее сильная, имела место на рубеже верхнего миоцена и среднего плиоцена—после накопления Лысогорской свиты Северного Кавказа, Ширакской свиты Куринской депрессии, Кохбской свиты Ааратской депрессии, гипсонасно-соленосной свиты Анатолии и СЗ Ирана, свиты Бахтиар восточного Ирана.

2. В конце миоценового времени Армения и Малый Кавказ в целом представляла собой пологое мегаантеклинальное поднятие, которое с обеих сторон ограничивалось довольно глубокими мегасинклинальными прогибами—с северо-востока Куринским прогибом, заполнившимся осадками эльдарской (средний—верхний сармат) и Ширакской (меотис+понт) свиты, а с юго-запада Араксинским прогибом, заполнившимся осадками ереванско-нахичеванской гипсонасно-соленосной (средний-верхний сармат) и кохбской (меотис+понт) свиты (см. схему 1—1).

Синхронность сопоставляемых свит Куринского и Араксинского прогибов, имеющая для последующих наших выводов основное значение, доказывается тождеством заключенной в них фауны, а именно: *Macra bulgarica* Toula, *M. crassicollis* Sinz. (из Эльдарской и Зангинской свит), *Unio* cf. *flabellatus* Goldf., *U. mactrella* Bog., *U. cf. moldavensis* Hoern, *Bythinia ventricosa* Grag, *Melanopsis buccinoidea* Oliv. (из Кохбской и частью Ширакской свит), одинаковым их стратиграфическим положением в общем разрезе, сходством фаций и мощностей.

При этом характерно несогласное перекрывание указанных свит в Эльдарской степи и в бассейне среднего течения р. Занга (у с. Нурнус) отложениями с тождественной гиппарийоновой фауной (по В. В. Богаче-

<sup>1</sup> Доклад, прочитанный на конференции Закавказских Политехнических вузов в г. Ереване в 1952 г.

ву), имеющей в первом районе достоверный верхнеакчагыльский возраст.

3. Интенсивное прогибание Куринской и Араксинской мегасинклиналей в верхнемиоценовое время сопровождалось соразмерным дифференциальным сводообразным поднятием разделяющей их Армянской мегаантеклиниали. Поднятие это отмечалось грандиозным вулканическим пароксизмом, приведшим к накоплению мощной толщи лав и туфобрекчий в областях Мокрых гор, Бзовдальского, Памбакского и Гегамского (Ахмаганского) хребтов, Варденисского, Айоцдзорского (Даралагезского), Конгурского, Зангезурского хребтов, Карабахского плато, причем в области Памбакского хребта в бассейне р. Мармарики и в верхнем течении р. Акстафа (Мисхана) под толщей лав наблюдается погребенная речная сеть с серией отчетливо выраженных аллювиальных террас высотой до 850 м.

По данным автора и данным К. Н. Паффенольца применительно к Вохчабердскому участку Приереванского района и Нахкраю данная вулканогенная толща является фациальным аналогом указанных выше верхнемиоценовых нормально-осадочных отложений. В пользу этого вывода говорят: переслаивание т. н. белесоватой вулканогенной толщи Приереванского района с гипсоносными глинами, содержащей остракодовую фауну (*Cypreidea sarmatica*), наличие прослоев туфобрекчий и андезитовых лав в миоценовой гипсоносной толще северо-восточнее г. Еревана (данные по скв. № 16 Арм. ГУ на участке с. Аван), согласное налегание вулканогенной толщи на верхнесарматскую зангинскую толщу у с. Мангюс, совместная их дислокация до углов падения 25—30°, частое переслаивание Кохской свиты (меотис-понт) вулканическими пемзово-пепловыми отложениями, верхнемиоценовый облик фауны (массовые скопления *Congeria?* и *Cypreidea sarmatica*) из вулканогенной толщи юго-западного побережья оз. Севан, наличие в этой толще во многих районах (Гортун, Каракач, Аревик) вечнозеленой флоры. Кроме того в СЗ Иране (полоса Джульфа—Табриз) из этой вулканогенной толщи известна, по данным Рибена, гиппарионовая фауна пикермийского возраста (средний сармат-нижний понт, по Огу и Борисяку). Другие исследователи (Л. А. Габриелян, В. Е. Хайн, Л. Н. Леонтьев и др.) опровергают указанный вывод о наличии фациальных переходов между рассматриваемыми толщами и относят вулканогенную толщу к нижнему плиоцену, однако это расхождение для приводимого ниже анализа сколько-нибудь существенного значения не имеет.

4. Последние наиболее мощные проявления дислокационной складчатости в области Армении имели место после накопления Кохской верхнемиоценовой (меотис-понт) осадочной толщи (аналог Ширакской свиты) и вулканогенной толщи (верхний миоцен-нижний плиоцен) Армянской мегаантеклиниали. Поскольку эти отложения перекрываются с большим эрозионным перерывом и угловым несогласием, отложениями

не моложе акчагыльского возраста (подробнее см. ниже) и аналоги их в сопредельных областях были дислоцированы в интервале времени между нижним и верхним плиоценом (восточнокавказская фаза, по А. П. Герасимову), постольку необходимо заключить, что они были дислоцированы тоже в это время.

Характерной особенностью тектоники указанных отложений является усиление складчатости в направлении от «вулканогенной» зоны сравнительно небольших мощностей (до 1000 м) к осадочной зоне больших мощностей (до 5000 м).

5. По всей Армении и Малому Кавказу в целом наблюдается отчетливо выраженный высокий пенеплен, заложенный на фоне указанных вулканогенно-осадочных комплексов мио-плиоцена и более древних отложений. Этот пенеплен, именуемый основным пенепленом, имеет заметно волнистую, но плавно ундулирующую поверхность и охватывает Гегамский хребет (под молодыми лавами), Памбакский и Мисханский хребты, Бзовдальская и Мокрые горы, плоские водоразделы северо-восточных склонов Малого Кавказа, Аргунийский (Гюнейский), Шахдагский, Айоцдзорский и Зангезурский хребты, где он выражен большей частью фрагментарно. Этот же пенеплен составляет подошву Карского вулканического плато, куда он прослеживается от западной части Ааратской депрессии (см. профиль II-II).

В зоне Армянской мегаантеклинали высота пенеплена достигает над тальвегами рек 1000—1400 м и сильно уменьшается в направлении к Кури и Араксу. Местами над ним возвышаются незначительные по относительной высоте и занимаемой площади останцы более древнего рельефа (например, на Памбакском, Мургузском и Баргушатском хребтах).

Пс имеющимся в нашем распоряжении данным, указанный пенеплен оформился в среднеплиоценовое время после складчатости и замыкания верхнемиоценовых—нижнеплиоценовых прогибов Аракса и Куры, причем напрашивается вывод, что пенепленизация области имела место в век продуктивной толщи Куинской депрессии, которая, по данным азербайджанских геологов, накопилась в значительной мере в связи с энергичной пенепленизацией складчатых областей Большого и Малого Кавказа в среднеплиоценовое время.

Волнистость поверхности пенеплена вызвана, несомненно, тектоническими (колебательными) движениями более позднего времени (см. ниже). Автор считает целесообразным начать анализ истории формирования современного рельефа Армении с этого времени, принимая за «горизонтальный репер» указанный регионально выраженный «основной» пенеплен. Такой подход оказывается более обоснованным, если учесть, что рассматриваемая мио-плиоценовая вулканогенная толща почти повсеместно, за исключением бассейна р. Мармарики, залегает на ровной поверхности типа пенеплена, а более древний рельеф в бассейне р. Мармарики счищирован лавами этой толщи.

Кроме того важно отметить, что на северо-восточных склонах Малого Кавказа в Ноемберянском (г. Кяклик) и Шамхорском районах (г. Кабах-тапа), а также в его центральной зоне (с. Ахта) встречаются средневерхнемиоценовые морские отложения (караганские в первом районе и Конские во втором и третьем) в трангрессивном залегании, которые в учете изложенных выше данных указывают на то, что рельеф Армении во всяком случае не древнее верхнего миоцена.

6. После формирования упомянутого основного пленеплена мегаантклиниорий Малого Кавказа испытывает значительное сводообразное поднятие. Подобное же поднятие, по данным В. Е. Ханна и др. исследователей, испытывает в это время мегаантклиниорий Большого Кавказа.

По мнению автора, поднятия эти обуславливались волнообразным короблением субстрата в акчагыльское время, которое обусловило также новое прогибание Куринской депрессии и обширную акчагыльскую трангрессию. Сильное эрозионное расчленение пленепленизированной области Малого Кавказа было обусловлено сводообразным ее поднятием и соответствующим погружением Куринской депрессии.

Процесс поднятия мегаантклиниали Армении отмечается в это время новым мощным проявлением вулканической деятельности, результатом которой являются покровные лавы бассейнов р. р. Занта, Касах, Ахурян, массивов г. г. Арагац (Алагез), Голгат, Арай-лер (Карны-ярых), Ишхансар<sup>1</sup>, а также подстилающие их толщи туфобрекций и пемзовопепловых образований (горисская толща и ее аналоги в разрезе массива г. г. Арагац, Голгат, у оз. Арпа-лич). По всей вероятности, к этому времени относится и образование вулканического сооружения Б. Араката.

Вулканический цикл этого времени заканчивается выдавливанием из недр липарит-обсидиановой магмы, образующей экструзивные конусы и купола типа лакколитов (массивы Артени (Богутлу), Атис (Гядис), Гюмуш, Озанлар, Спитаксар (Ахдаг).

Интересно отметить многократное чередование в этих конусах ажурно-гофрированных липаритов и обсидианов, что, по мнению автора, указывает на расслоение очень вязкой магмы еще до ее выдавливания.

7. Для подтверждения приведенных в пункте (6) соображений, решающее значение имеет возраст лавового комплекса Арагаца и его аналогов, выделяемых ниже под условным названием «долеритовой серии».

Нижний возрастной предел этой серии достаточно точно устанавливается несогласным (угловым и эрозионным) налеганием ее на отложения Кохской толщи (у слияния Аракса и Ахуряна, см. профиль II-II), для которой автором доказан меотическо-понтический возраст.

<sup>1</sup> В 1953 г. автором было установлено, что верхнеплиоценовым долеритовым базальтам области г. Арагац и бассейна верхнего течения р. Ахурян эквивалентны в стратиграфическом и петрографическом отношениях также базальтовые лавы Лорийского плато, ущелья р. Дебед и ущелья Машавера, где они вложены в древние ущелья, имевшие к моменту излияния лав глубину до 1400 м. Таким образом выясняется, что верхнеплиоценовый возраст имеет также рельеф северной Армении.

Верхний возрастной предел доказывается налеганием на эту серию (в том числе и на липариты и обсидианы, по данным К. Н. Паффенгольца) диатомитовых отложений с гиппарионовой фауной (у с. Нурнус в бассейне среднего течения р. Занга), которая, как теперь известно (устное сообщение Н. О. Бурчак-Абрамовича), в Закавказье выше акчагыла не поднимается, а по данным В. В. Богачева, изучавшего эту фауну самолично (по сборам П. П. Гамбаряна), тождественна с таковой из верхнего акчагыла Эльдарской степи в Куринской депрессии, причем необходимо указать, что названные диатомитовые отложения возникли, повидимому, одновременно с излияниями лав—в озере запрудного типа.

В Ахалкалакском нагорье долеритовая серия, по данным Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили, перекрывается песчано-глинистыми образованиями, содержащими верхнеплиоценовые *Elephas planifrons* и *Equis stenopis* (район г. Цалка).

Дочетвертичный возраст долеритовой серии доказывается также археологическими и геоморфологическими данными.

По новым данным С. А. Сардаряна и нашим наблюдениям, каменные орудия щельского и ашельского возраста, обнаруженные впервые С. А. Сардаряном в привершинной зоне г. Артени (Богутлу), изготовлены из обсидианов, слагающих массив этой горы, находятся в первичном залегании и доказывают, несомненно, дочетвертичный возраст лавового комплекса г. Арагац.

В остальных районах Армении, кроме того, лавы долеритовой серии заполняют и частью нивелируют речную сеть и вообще эрозионные низменности, заложенные на фоне указанного выше среднеплиоценового пенеплена (см. профили II-II, III-III, IV-IV, V-V, VI-VI), причем амплитуда эрозии, предшествовавшей лавовым излияниям, считая от поверхности пенеплена до поверхности лав, достигает 400—600 м (400 м в районе оз. Арпа-лич, 400—600 м в среднем течении р. Касах, 300—400 м в районе Канакерского плато, 400—600 м в долине р. Воротан).

Положительное указание в пользу акчагыльского возраста долеритовой серии дают также обильные пемзово-пепловые образования в средневерхне-акчагыльских отложениях Куринской депрессии, которые, по данным Ш. А. Азизбекова, связаны с вулканическими извержениями в области Малого Кавказа, могут коррелироваться с пемзово-пепловыми образованиями Горисской толщи и ее аналогов в массивах г. г. Арагац и Араи-лер (пемзово-пепловые отложения средних течений бассейнов р. р. Касах и Занга), Голгат и района оз. Арпа-лич, имеющие мощность в сотни метров. По наблюдениям автора, горисская вулканогенно-обломочная толща и залегающая на ней Ишхансарская лавовая толща (разрез района с. Веришен) представляют единый в стратиграфическом смысле комплекс и, фациально замещаясь (в низах) сисианской диатомово-пепловой толщей, заполняют древнюю речную долину Палеоворотана, заложенную тоже на фоне среднеплиоценового пенеплена (см. профиль

IV—IV). Верхняя часть Ишхансарского лавового комплекса остается при этом гипсометрически выше поверхности этого пенеплена.

По данному вопросу наша точка зрения близко подходит к точке зрения К. Н. Паффенгольца, однако горисскую и сисианскую толщи он относит к миоцену и приписывает им ингрессивное залегание. По мнению автора, Сисианский водоем (озеро) образовался вследствие запруды долины Палеоворотана вулканическими продуктами горисской толщи, мощность которой на участке г. Горис достигает 600 м. В Горисском районе у с. Маханджук из-под этой толщи обнажаются гипсонасыные и частью соленосные глины, имеющие, вероятно, верхнемиоценовый возраст.

8. Последующая постплиоценовая—плейстоценовая история текtonического развития мегаантклинали Армении проходила, как и в плиоцене, под знаком сводообразного вздымания, сопровождавшегося вулканическими излияниями и временными остановками и погружениями.

Дальнейший анализ этой истории более или менее уверенно можно произвести, начиная со времени образования широко распространенной аллювиальной террасы, известной под названием «180—200-метровой» террасы. Особенno ярко она выражена в системе Аракса (по бассейнам р. р. Верхний Аракс, Касах, Занга, Гарни, Веди, Арпа, Нахичеван, Басут, Вожчи, Акера), где ей приписывается верхнеплиоценовый (апшеронский) возраст (К. Н. Паффенгольц, В. Е. Хайн, А. Т. Асланян), причем по данным В. Е. Хайна указанный возраст ее обосновывается также фаунистически (по находкам пресноводной фауны в районе ст. Минджеван).

По характеру отложения и масштабам развития галечники этой террасы (особенно Советашенские, Айнадзорские и Азизбековские) близко напоминают галечники Кусарской наклонной равнины, которые фациально замещаются морскими отложениями ашшеронского яруса.

В пределах Армении возрастные границы отложений этой террасы более или менее точно определяются в районе курорта Арзни, где они залегают стратиграфически выше нурнусской диатомитовой толщи, содержащей гиппарионовую фауну верхнеакчагыльского возраста, и ниже слоя с материальной культурой премустьерской эпохи (по данным Е. С. Замятнина и С. А. Сардаряна), приуроченную к 130-метровой террасе и имеющую нижнечетвертичный возраст.

В плане развития колебательных движений Кавказа формирование указанной террасы следует связывать с наиболее значительными по амплитуде и продолжительности регрессивными движениями ашшеронского века.

В своих работах К. Н. Паффенгольц выделяет фазу вулканической деятельности позднеплиоценового времени, отнеся к этой фазе лавы вулкана Богу-даг в районе с. с. Ахта—Севан, лавы Маничарской равнины в районе г. Нор Баязет и некоторые лавы в районе г. Горис (лавы типа А, по схеме указанного автора).

По данным Л. А. Варданяна и автора, лавы первого участка, расположаясь гипсометрически ниже достоверных четвертичных террас бассейна оз. Севан, должны иметь несомненно четвертичный возраст. Лавы Маничарской равнины, по наблюдениям автора, дислоцированы совместно с верхнемиоценовой вулканогенной толщей и петрографически обнаруживают значительное сходство также с долеритовыми базальтами среднего течения р. Занга, имеющими акчагыльский возраст. Таким образом, к позднеплиоценовой фазе вулканической деятельности можно отнести условно лишь лавы района г. Горис, которые, повидимому, древнее террасы 180—200 м.

9. Следующий низнечетвертичный этап ознаменовался новым волнообразным короблением области Малого Кавказа. В это время юго-западнее мегаантиклинали Армении возникают Ленинаканская (Ширакская), Ааратская и Нахичеванская депрессии, первые две из которых и частично третья выполнены озерно-речными дрейссенсивными отложениями мощностью до 300 м. По данным Л. А. Авакяна и Н. О. Бурчак-Абрамовича, млекопитающая фауна из верхних слоев ленинаканской озерной толщи в составе *Elephas trogontherii* Pohl., *Camelus sponblocchi* Nehr., *Equus stenonis* датирует позднеминдельское время. Этому выводу не противоречит и фауна Ааратской озерной толщи (*Bos trochoceras* Муг, *Cervus elaphus*, *Elephas* sp.).

Вся совокупность стратиграфических данных позволяет говорить о бакинском (бакинско-гюргянском) возрасте этих озерных отложений. Интересно отметить, что по данным, сообщаемым Н. И. Андрусовым, подобные же озерные дрейссенсивные отложения на территории Анатолии содержат *Didacna catillus* Eichw., характеризующая бакинское время.

В это же время северо-восточнее Малого Кавказа прогибается Куринская депрессия, погружение которой отмечено бакинской трансгрессией. В промежуточной вздымающейся зоне мегаантиклинали Армении рассматриваемый этап отмечается усиленным углублением речных долин (с амплитудой эрозии порядка 100 м, равной разности между 180—220 м и 110—130 м террасами) и вулканическими излияниями. Последние в виде внутриформационных потоков встречаются в Ааратской озерной толще (2—3 потока), на Гегамском хребте и в бассейне р. р. Воротан и Арпа (лавы типа В по схеме К. Н. Паффенольца).

Описанный этап геологического развития Армении заканчивается значительными накоплениями аллювиального, преимущественно галечного, материала, слагающего регионально выдержанную террасу высотой 110—130 м (в средних течениях поперечных притоков Аракса и Куры). По археологическим данным эта терраса имеет ранний миндель-рисский (премустьерский) возраст (стоянка у с. Арзни в среднем течении р. Занга).

Формирование широко распространенной аллювиальной террасы 110—130 м представляется возможным связывать с резко выраженным регressiveными движениями конца гюргянского века.

10. Для анализа тектонических движений средне-верхне-четвертичного времени стратиграфических данных пока недостаточно, однако по характеру своего проявления и плану локализации эти движения почти не отличаются от движений плиоценового и нижнечетвертичного времени.

По всей вероятности, процесс погружения в Куринской и Араксинской зонах происходил в средне-верхне-четвертичное время более или менее одновременно и сопровождался сводообразным поднятием мегаантеклиниория Малого Кавказа. Вулканические извержения, как и раньше, приурочиваются в это время опять-таки к зонам сводовых поднятий и возобновляются, как показал К. Н. Паффенгольц и подтвердил в дальнейшем автор настоящих строк, с возобновлением циклов эрозии, отвечающих во времени циклам осадконакопления в смежных зонах прогибания и развития трансгрессии. С этой точки зрения фазы вулканической деятельности на мегаантеклиниорий Малого Кавказа полностью увязываются с этапами максимального прогибания Куринской и Араксинской зон (с трансгрессиями Каспийского моря), а фазы пенепленизации, обозначенные образованием широко распространенных аллювиальных террас, с этапами их поднятий (с регрессиями Каспия). Таких фаз вулканической деятельности и пенепленизации за средне-верхнечетвертичное время намечается в Армении 4—5 (лавы типа С, Д, Е<sub>1</sub>, Е<sub>2</sub>, галечные террасы в средних течениях поперечных притоков р. р. Аракс и Куры высотой 65—75—80 м, 40—45—50 м, 20—25—30 м, 10—12—15 м, 2—3—5 м). Взаимная увязка этих террас и лав и увязка последних с террасами Каспия представляет важнейшую задачу ближайшего будущего.

Среди отмеченных выше явлений тектонической активности области Армении в средне-верхнечетвертичное время серьёзного внимания заслуживают повторное сильное прогибание Арагатской котловины в среднечетвертичное время и погружение поверхностей молодых (нижних трех) террас от Аракса и Куры в сторону поднятия Малого Кавказа, при попутном заполнении русел соответствующих рек аллювиальным материалом, мощностью до 20—25 м.

Погружение Арагатской котловины доказывается наличием разности в отметках подошвы нижнечетвертичной озерной толщи в Ереване и в с. Теджрабак (Канакерское плато), достигающей 300 м (см. схему VII—VII) наличием такой же разницы у с. Паракар (см. схему VIII—VIII), где озерная толща опущена флексурой и довольно крутым погружением в сторону Арагатской долины галечных террас 200—220 м, 110—130 м и более древнего покрова долеритовых базальтов. Как ранее высказался автор, неандертальский человек, создавший культуру у с. Арзни, был свидетелем этого нарушения.

В этой связи не лишне напомнить о находках остатков (зубов) *Homo sapiens* с остатками других млекопитающих под туфами Приереванского района (в 7 км к ЮВ от г. Еревана, выше оросительного канала им. Сталина).

Что касается явления погружения молодых террас в противоположном направлении и заполнения русел рек, то надлежащего объяснения этому пока не имеется. С. Е. Манасарян объясняет это уменьшением транспортабельности рек.

11. Резюмируя вышеизложенные данные, можно сделать вывод, что в послемиоценовое время зона Малого Кавказа вместе со смежными зонами Куринской и Араксинской низменностей испытывала энергичную эпейротектоническую деформацию, выразившуюся в целом сводообразным поднятием зоны Малого Кавказа и прогибанием Куринской и Араксинской зон. При этом явления вулканизма и пенепленизации совпадают во времени соответственно с наибольшим и наименьшим значениями амплитуды деформации, имеющей характер продольного изгиба.

Современный ход развития физико-геологических процессов и гравитационное поле области Малого Кавказа, отмеченное очень большими положительными изостатическими аномалиями, подтверждает эпейрогенический (не инверсионный) характер деформации этой области и в современную эпоху.

Изложенные выше данные позволяют сделать также некоторые другие выводы, могущие иметь научно-методическое значение.

Во-первых, указанные данные приводят к необходимости объединения среднего и верхнего плиоцена и четвертичного времени в единый период времени, характеризующийся довольно однообразными условиями развития геологических процессов на всем своем протяжении. К подобному выводу пришел ранее В. И. Громов по мотивам биологического и частью геологического порядка. Несколько известно автору, такого же мнения придерживается А. А. Габриелян. С другой стороны, единство разрезов среднего и верхнего сарматы, меотиса и нижнего понта (Эльдарской и Ширакской свиты) и совместная их дислокация к концу нижнего плиоцена приводит, в соответствии с более ранним выводом А. А. Борисяка, к необходимости отнесения нижнего плиоцена (в объеме нижнего понта Венского бассейна) к миоцену, объединяя указанные ярусы и подъярусы мио-плиоцена в понтический ярус, в широком смысле слова (по Огу и Борисяку).

Во-вторых, отмеченные выше правильности в вулканической деятельности показывают, что как в ранние геологические периоды, так и в послемиоценовое время эффузивный вулканализм был теснейшим образом связан с эпейрогеническими деформациями, отвечающими во времени эпохам трансгрессий моря.

В-третьих, характер деформаций области Малого Кавказа и сопредельных областей в послемиоценовое время и особенности распределения аномалий силы тяжести в современную эпоху предполагают деформацию коры по типу продольного волнообразного изгиба (коробление) с главной осью деформации, направленной с ССВ на ЮЮВ.

В-четвертых, изложенные выше данные по стратиграфии и тектони-

ке мио-плиоценовых отложений Араатской котловины доказывают, что современная складчатая структура Малого Кавказа, так же как и структура сопредельных областей Тавро-Кавказской геосинклинали, оформилась в основном в результате складчатых дислокаций среднеплиоценового времени.

С практической точки зрения, изложенные выше доказательства могут иметь значение в деле сейсмического районирования территории республики, прогнозов нефтегазоносности, изучения путей движения подземных вод, уточнения возраста оруденения, закономерностей распределения осадочных месторождений полезных ископаемых и др.

Следует отметить, что в результате сейсмических исследований в Абхазии установлено, что в пределах Абхазии преобладают северо-западные склоновые землетрясения, а в пределах Гагаринского района - юго-западные.

Важное значение для определения землетрясений в Абхазии имеет изучение сейсмической активности горных массивов, расположенных вдоль северо-западного склона Кавказа. Важнейшими из них являются Кодорский и Абхазский хребты.

На северо-западном склоне Кодорского хребта землетрясения происходят в виде сильных землетрясений, а на южном склоне - в виде слабых землетрясений.

На северо-западном склоне Абхазского хребта землетрясения происходят в виде сильных землетрясений, а на южном склоне - в виде слабых землетрясений.

На северо-западном склоне Абхазского хребта землетрясения происходят в виде сильных землетрясений, а на южном склоне - в виде слабых землетрясений.

На северо-западном склоне Абхазского хребта землетрясения происходят в виде сильных землетрясений, а на южном склоне - в виде слабых землетрясений.

На северо-западном склоне Абхазского хребта землетрясения происходят в виде сильных землетрясений, а на южном склоне - в виде слабых землетрясений.

На северо-западном склоне Абхазского хребта землетрясения происходят в виде сильных землетрясений, а на южном склоне - в виде слабых землетрясений.

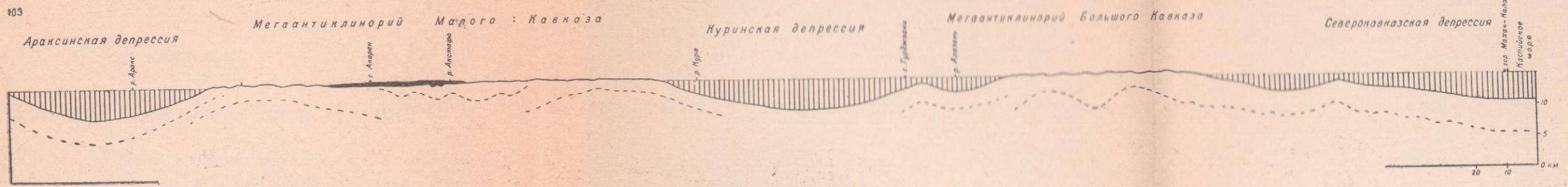
На северо-западном склоне Абхазского хребта землетрясения происходят в виде сильных землетрясений, а на южном склоне - в виде слабых землетрясений.

## ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОФИЛИ ЧЕРЕЗ МАЛЫЙ КАВКАЗ

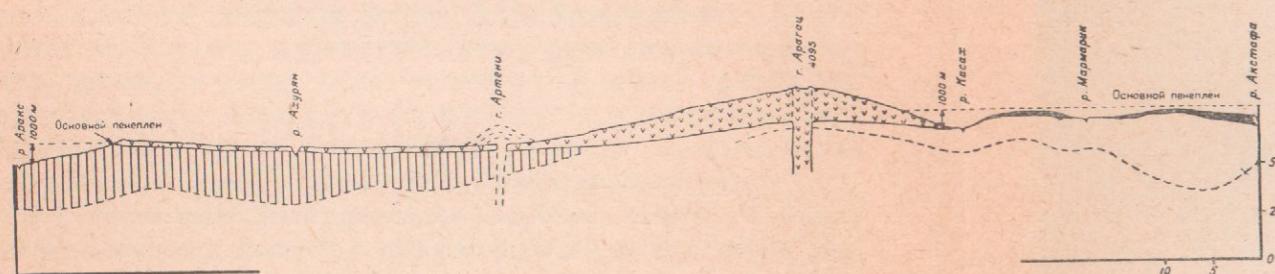
Институт Геологических Наук  
А Н Армянской ССР

Составил А.Т. АСЛАНЯН  
ЕРЕВАН 1952 г.

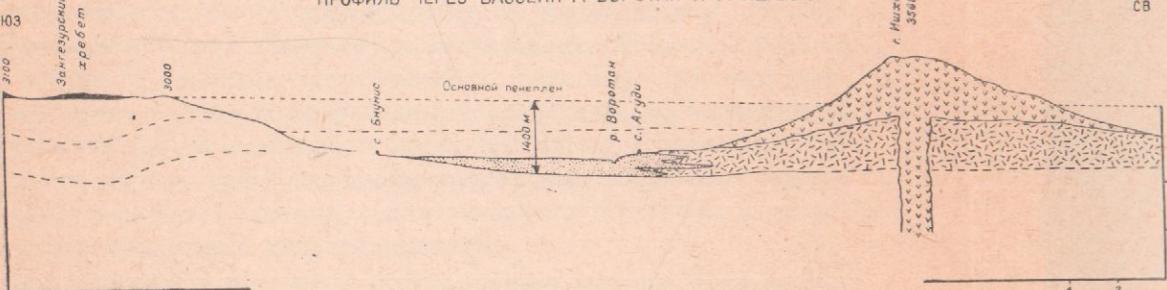
СХЕМАТИЧЕСКИЙ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ ЗАКАВАЗЬЯ ПЕРЕД ОБЩЕЙ ИНВЕРСИЕЙ В КОНЦЕ НИЖНЕГО ПЛИОЦЕНА



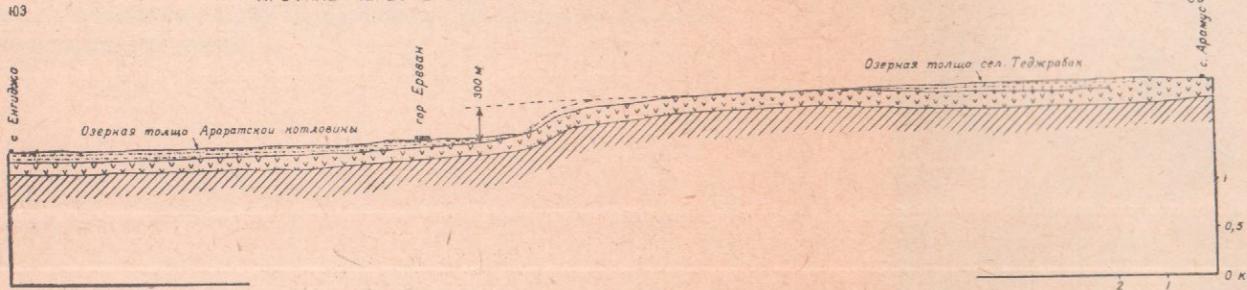
#### II - II



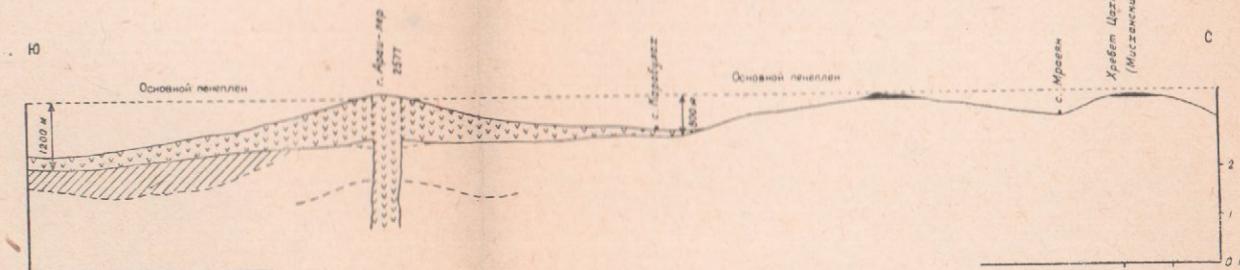
#### IV — IV



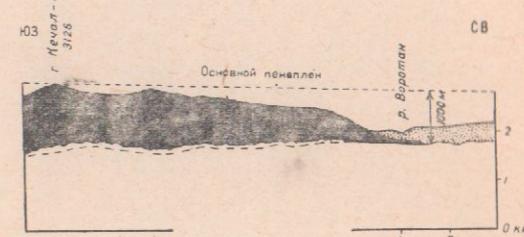
VII — VII



## ПРОФИЛЬ ЧЕРЕЗ Г АРАН-ЛЕР И МИСХАНСКИЙ ХРЕБЕТ

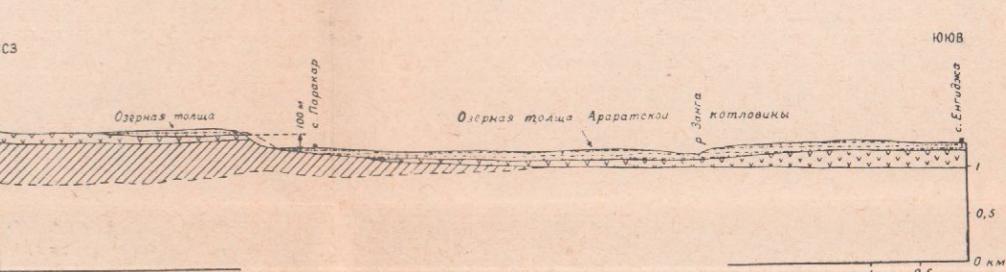


ПРОФИЛЬ ЧЕРЕЗ ВОХЧАБЕРДСКИЙ ХРЕБЕТ И КАНАКЕРСКОЕ ПЛАТО



#### ПРОФИЛЬ ЧЕРЕЗ Г. КЕЧАЛ-ДАГ И ДОЛИНУ Р. ВОРОТАН

## VIII — VIII КОЕ ПЛАТО И ЕРЕВАНСКУЮ КОТЛОВИНУ



 *Лавы и пемзово-пепловые отложения долеритовой серии (лавовые комплексы Арагаца, Араи-лер, Ншхансара и др.) – акчагыл*

Озерные песчано-глинистые, диатомово-пелевые  
(1-сисианская толща) и вулканогенно-обломочные  
(2-горская толща) отложения — анчагыл.

Лягушки, туфобрекчи и др. (Гехартская толяща и ее аналоги) — миоплиоцен (верхний сармат-понт)

 Молассовые (частью соленосные) отложения Арагатской депрессии (Хохбская мульда) — верхний сармат + меотис + понт

 Соленосно-гипсовые, песчано-глинистые отложения  
Арагатской депрессии (Приреванский район) —  
сармат

- - - Структурные линии доверхнемиоценового основания

#### Линии сбросовых наруш

Уровень основного (среднеплиоценового) пенеплена

ПРИМЕЧАНИЕ: Четвертичные отложения сняты

Э. Г. МАЛХАСЯН

## ГАЗМИНСКИЙ КОМПЛЕКС ИНТРУЗИЙ В АРМЕНИИ

Газминский интрузивный комплекс расположен в южной Армении—Даралагезе, в левобережье р. Алаяз, в районе горного массива—Теке-Долдуран.

До сих пор этот весьма интересный интрузивный комплекс специальному петрографическому изучению не подвергался.

Имеется довольно подробная работа А. В. Кржечковского (3) по геологии этой области, где, к сожалению, интрузивные породы не получили своего достойного места<sup>1</sup>. Очень подробная и ценная работа по интрузивам Даралагеза имеется у В. Н. Котляра (1); к сожалению, она тоже охватывает интрузивные тела восточных районов, не затрагивая интрузивов западных частей, в том числе и Газминскую интрузию.

В 1951 г. летом нами были проведены подробные работы по этому интрузивному комплексу, полевое и лабораторное изучение которых послужило материалом для настоящей статьи.

Площадь распространения интрузивных пород около 65 кв. км. Интрузивный массив прорывает мощную толщу туффитов, туфобрекций и туфоконгломератов среднеэоценового возраста. В тектоническом отношении интрузивный комплекс приурочен к антиклинали, сложенной толщей среднего эоцена. В западной части района г. Теке-Долдуран интрузивные породы представлены порфировидными гранитами, траносиенитами и сиенито-диоритами. В северной и восточной частях горного массива Теке-Долдуран породы представлены крупными дайкоподобными массивами диорит-порфирового состава, с намечающимся переходом в кварцевые и роговообманковые диорит-порфиры.

Породы западной и восточной частей горного массива Теке-Долдуран являются результатом разновременных интрузивных фаз, т. е. раз-

<sup>1</sup> Достаточно указать, что по всему этому интрузивному комплексу автор дает только 1 хим. анализ лампрофировых пород.

новременных, но близких по времени инъекций магмы, причем генетическое единство их, как мы укажем ниже, совершенно несомненно.

Обе интрузивные фазы формировались в разных пространственных положениях по отношению к поверхности земной коры и оказали различные воздействия на вмещающие породы.

Целесообразно для этого интрузивного комплекса выделить две фации: «собственно гипабиссальную», тела которой представлены в западной части района и «субэкструзивную», породы которой распространены в восточных частях района. Несомненно, что эти две различные фации одной и той же магмы формировались на небольшом расстоянии друг от друга, видимо, не превышающем нескольких сот метров.

Таким образом, время внедрения и пространственное расположение интрузивных тел по отношению к поверхности земной коры различно для западной и восточной частей Газминского интрузивного комплекса.

Породы диорит-порфиритовой фазы—формировались в субэкструзивную фацию (восточная часть района), а гранитоидные породы более поздней фазы (западная часть района) формировались собственно гипабиссальной фацией.

Внедрение последней фазы интрузивного комплекса также происходило последовательно, в три этапа, но более короткими промежутками, когда предыдущая порция магмы консолидировалась только частично. Такой короткий промежуток времени внедрения магмы В. Н. Котляр для Памбакского комплекса интрузий в северной Армении (2) целесообразно считает называть субфазой. Состав отдельных субфаз является близким.

Интрузивный комплекс и вмещающие породы в разных местах во многих направлениях прорываются многочисленными разнообразными жильными породами (минетте, гранодиоритами, аplitами, микропегматитами, а также кварц-флюорит-турмалиновыми и кварц-гранатовыми жилами)<sup>1</sup>.

Мы в основном и в первую очередь остановимся на западной части района, породы которой являются наиболее активными с точки зрения взаимодействия с вмещающими породами и с которыми связана металлогенез района.

Как отмечалось выше, западная часть района сложена порфировидными гранитами, граносиенитами и сиенито-диоритами, весь этот массив занимает площадь около 35 кв. км.

При первом ознакомлении с районом слагается представление об общности граносиенитов и сиенито-диоритов. Но детальное полевое и микроскопическое исследование привело нас к противоположному выводу—о двухфазности этих пород. От граносиенитов и сиенито-диоритов резко отличаются порфировидные граниты.

<sup>1</sup> К сожалению, объем этой работы не позволяет поместить здесь описание жильной фации.

## Порфировидные граниты

Порфировидные граниты геоморфологически резко выделяются среди окружающих пород района. Они образуют в рельефе резко выделяющуюся скалистую вершину с крутыми, нередко почти отвесными склонами и недоступными отрогами почти со всех сторон. Это обстоятельство и побудило древних армянских князей построить на вершине этой горы неприступную крепость. В северной части массива порфировидные граниты образуют хорошо выраженную параллелепипедную отдельность (рис. 1).

В морфологическом отношении внедрение интрузии—дайкообразное.

Площадь, занимаемая интрузией, около 1 кв. км.

Макроскопически порфировидные граниты отличаются резко выраженной порфировидной структурой; порфировые включения калиевого полевого шпата (анортоклаз) достигают до 3 см в длину (рис. 2). В отношении текстуры удается подметить, что гипсометрически ниже расположенные породы имеют более мелкие порфировые вкрапленники, чем на вершине горы, по направлению к которой наблюдается постепенное возрастание размеров вкрапленников; кроме того, ближе к вершине основная масса породы становится более крупнозернистой.

Породы окрашены в серо-светлорозоватый цвет.

Под микроскопом структура породы полнокристаллическая—порфировая с микрографической основной массой.

Минералогический состав породы следующий: анортоклаз, кварц, плагиоклаз, биотит, авгит, роговая обманка (в отдельных шлифах), сфен, апатит, магнетит. Из вторично образованных минералов присутствуют: эпидот, хлорит, сагенит.

**Анортоклаз** представлен крупными порфировыми выделениями. Почти всюду дает двойники по карлсбадскому закону.  $Ng - Np = 0,006, -2v = 53 - 54^\circ$ . В отдельных шлифах, в крупных кристаллах анортоклаза включены кристаллы плагиоклаза, которые образовались раньше, чем калиевый полевой шпат. Спайность анортоклаза совершенная, по третьему пинаконду. Во многих местах анортоклаз прорастается с кварцем вместе и образует типичную гранофировую (микропегматитовую) структуру. В отдельных местах минерал пелитизирован. Есть и вторичная альбитизация—плагиоклаз по анортоклазу. Отдельные крупные кристаллы анортоклаза иногда включают кристаллики олигоклаза с сравнительно высоким рельефом.— $2v$  последнего— $69 - 70^\circ$ . Иногда в результате прорастания плагиоклаза с анортоклазом по краям полевого шпата получаем мирекиты.

**Кварц** представлен неправильно округленными небольшими кристаллами.

**Плагиоклаз** принадлежит к олигоклазу ( $26 - 28\%$  An),  $2v = 84 - 86^\circ$ . Кристаллы сдвойникованы по карлсбадскому и альбит-эстерельскому законам.  $DNg = 80^\circ$ ;  $DNp = 70,5^\circ$ ;  $DNm = 25^\circ$ , иногда встречаются

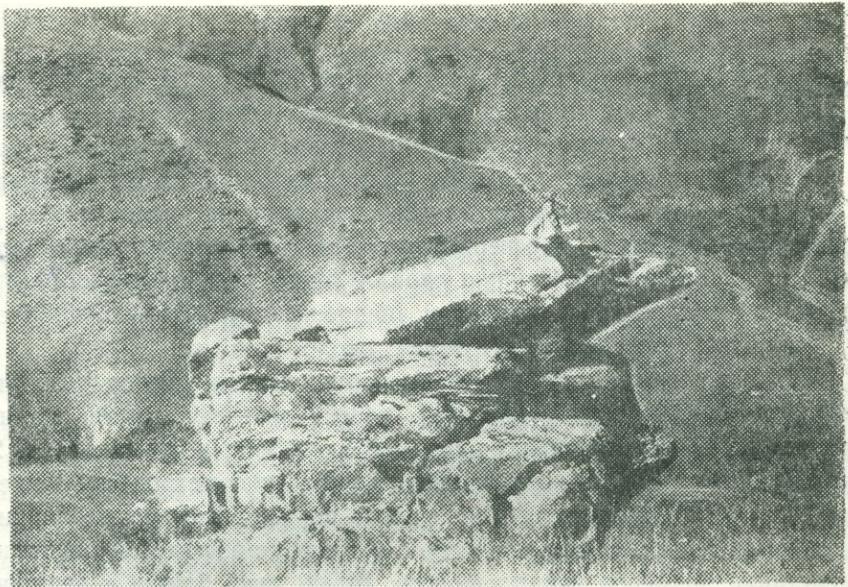


Рис. 1. Параллелепипедальная отдельность порфировидных гранитов в районе Газмы.



Рис. 2. Порфировидный гранит с включением кристаллов анортоклаза до 3 см величиной. Нат. вел.

плагиоклазы составом альбит— $D_{Ng}=77^{\circ}$ ;  $D_{Np}=86^{\circ}$ ;  $D_{Nm}=22^{\circ}$ ;  
 $2v=60-68^{\circ}$ .

Порфировые выделения плагиоклазов иногда по краям замещаются калиевым полевым шпатом.

**Биотит** в хорошем свежем состоянии сохранен немного. В отдельных шлифах наблюдается постепенный переход биотита в хлорит, часто с сагенитом. В первой стадии перехода наблюдается мутнозеленый, иногда радиально-лучистый агрегат. В наиболее измененных местах он выражен грязно-полупрозрачными минералами, имеющими высокую интерференционную окраску, подобно эпидотовой. Преломление выше, чем у биотита и хлорита. Рельеф похож на рельеф эпидота. Эти землистые продукты В. Н. Лодочниковым названы эпидотовыми минералами. Одним из новообразований при превращении биотита в хлорит являются коротенькие призматические кристаллики рутила—сагенит.

Свежие неизмененные кристаллы биотита представлены коричневым цветом и сильно плеохроичны:

абсорбция по:  $Ng$ —темнокоричневая

$Np$ —желтоватая

**Авгит** в шлифах представлен светлозеленоватым цветом. Плеохроирует очень слабо.  $cNg=45^{\circ}$ ,  $+2v=59-60^{\circ}$ . В некоторых шлифах наблюдается превращение авгита в хлорит,  $Ng-Np=0,023$ .

**Роговая обманка** встречается в отдельных шлифах. Минерал зеленоватого цвета,  $Ng-Np=0,019$ ,  $cNg=18^{\circ}$ , дает трещины спайности под углом  $124^{\circ}$ .

**Сфен** представлен маленькими округленными кристаллами буроватого оттенка. Минерал с высоким рельефом и двупреломлением.

**Апатит** представлен шестигранными, но чаще кристаллами с неправильными очертаниями. Минерал с высоким рельефом и низким двупреломлением.

**Магнетит** в шлифах изотропен и имеет неправильные очертания зерен.

Вторично образованные минералы представлены: хлоритом, эпидотом и сагенитом.

**Эпидот** в основном является результатом изменения пироксена, а также биотита.

**Хлорит** образован по биотиту и пироксену. Имеет светлозеленоватый цвет, в большинстве случаев с радиально-лучистой структурой, а иногда приобретает волокнистое строение.

**Сагенит** является продуктом разложения биотита.

Количественный подсчет минералогического состава порфировидных гранитов произведен в четырех шлифах, в которых наиболее полно представлен минералогический состав породы (шлифы №№ 267, 268а, 269 и 269а). Результаты этого подсчета (объемные проценты) видны из таблицы 1.

Таблица 1

Минералы	Ш л и ф ы			Среднее
	267	268 а	Сред. 269 и 269а	
Анортоклаз	56	51	62	53—55
Кварц	20	24	15,1	20
Плагиоклаз	7	11	5,6	8—9
Авгит	9	8	9,5	9
Биотит	2	3	2,5	2,5
Рогов. обманка	1	—	1,0	0,5
Вторичн. минер.	5	2	3,0	3
Аксессорн. минер.	1	1	1,3	1
Всего:	100%	100%	100%	100%

Химическая характеристика порфировидных гранитов следующая:

Таблица 2

№№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	п. п. п.	Сумма
267а	63,49	0,28	15,65	1,6	1,8	0,12	1,05	2,92	3,62	4,08	0,76	100,37
269	66,60	0,40	15,69	3,16		0,10	4,0	3,16	3,40	4,06	0,20	100,76

Образец № 267а взят на северном склоне г. Прош.

Анализ произведен в хим. лаборатории Армгеолупрления. Аналитик А. К. Иванян.

Образец № 269 взят на вершине г. Прош.

Анализ произведен в хим. лаборатории Геологического института АН Арм. ССР. Аналитик Г. М. Джрабашян.

Числовые характеристики порфировидных гранитов по акад. А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 3

№№ обр.	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
267а	13,8	3,4	4,8	77,7	63,8	34,7	1,4	57,8	0,3	27,8	24,7
269	13,1	3,6	3,4	74,2	29,1	70,2	0,7	44,2	0,4	—	18,3

Проекционные величины этих же пород по проф. Е. А. Кузнецову следующие:

Таблица 4

№№ обр.	A	C	M	Q	k	n	c	cs'	fo'	fa'
267a	20,3	5,3	8,0	66,5	34,6	45,7	19,7	37,1	34,7	27,8
259	21,6	6,1	12,6	68,5	34,6	43,3	22,1	19,0	66,9	24,1

### Граносиениты

Перерыв в образовании граносиенитов и сиенито-диоритов можно было констатировать только в результате тщательных полевых наблюдений и микроскопических исследований.

Полевые наблюдения дали возможность установить следующие признаки прерывистости интрузии: 1) наличие ряда апофиз и жил граносиенитового состава в сиенито-диоритовых породах; 2) в отдельных случаях (западнее коч. Гладзор) — резкий контакт между указанными двумя породами (рис. 3).

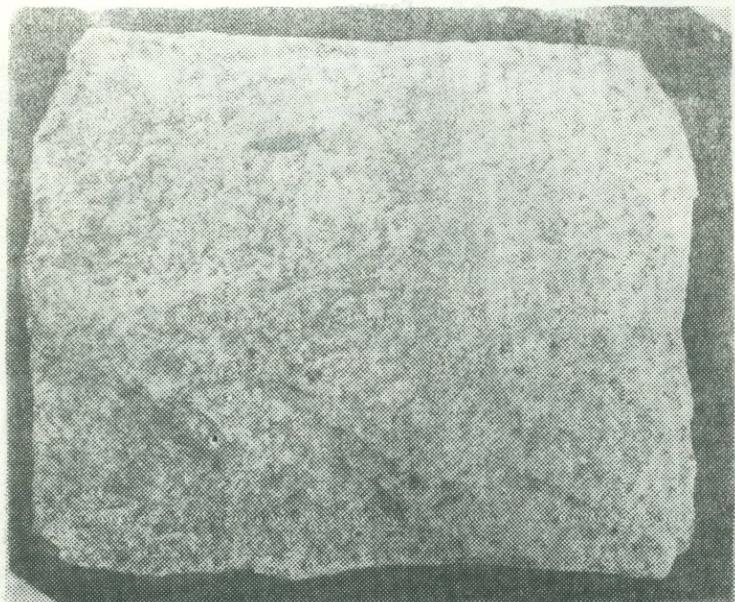


Рис. 3. Обр. 301. Контакт граносиенитовой и сиенито-диоритовой породы. Нат. вел. Район Газмы.

Граносиениты (рис. 4) макроскопически мелкозернисты до среднезернистых пород серого, серо-розоватого цвета.

Под микроскопом порода имеет гипидиоморфнозернистую гранитную структуру (рис. 5, 6).

Минералогический состав породы характеризуется следующими минералами: плагиоклаз (№ 26—32), калиевый полевой шпат, кварц, био-

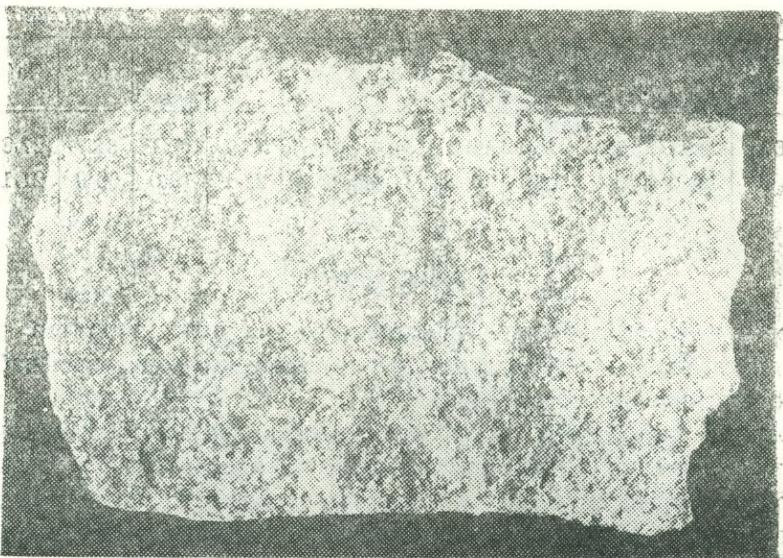


Рис. 4. Обр. 290. Равномернозернистый граносиенит. Нат. вел. Район Газмы.

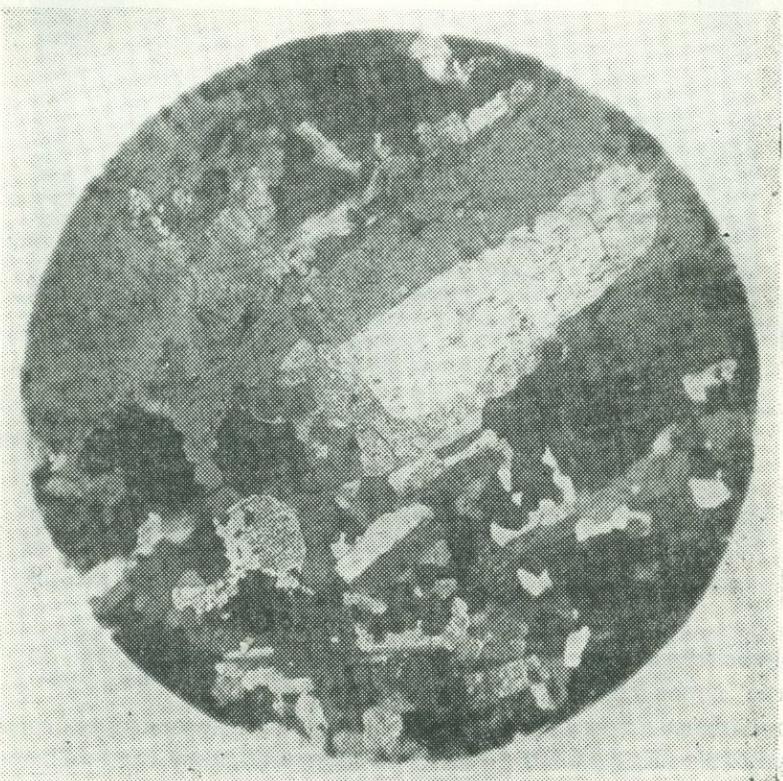


Рис. 5. Граносиенит. Шл. 261. Ник. X, увел. 50



Рис. 6. Граносиенит. Шл. 288. 1 ник., увел. 50

тит, пироксен, амфибол, сфеин, рудный минерал, апатит. Из вторично образованных минералов: хлорит, эпидот, роговая обманка.

**Плагиоклаз** принадлежит к олигоклаз-андезину (№ 26—32). В шлифе представлен широкими таблитчатыми кристаллами величиной до 1,5 мм в длину. Идиоморфен по отношению калиевого полевого шпата и кварца. Кристаллы сдвойникованы по манебахскому закону ( $DNg=13^\circ$ ,  $DNm=76^\circ$ ,  $DNp=88^\circ$ ),  $-2v=83^\circ$ ,  $Ng-Np=0,007$ . Часто двойники двух кристаллов срастаются перпендикулярно друг другу.

**Калиевый полевой шпат** представлен кристаллами ортоклаза величиной до 1,4 мм. Он резко ксеноморфен по отношению к другим минералам (кроме кварца) и окрашен в сероватый цвет, заметны слабые следы спайности по (010). Двупреломление низкое— $Ng-Np=0,006$ ,  $-2v=64-68^\circ$ ,  $a:Ng=2^\circ$ . В отдельных шлифах ортоклаз по краям разъединяет кристаллы плагиоклаза, иногда кристаллы ортоклаза включают в себя плагиоклаз в виде пойкилотовых вростков.

**Кварц** в шлифе является наиболее ксеноморфным минералом. Образует большие кристаллы неправильной округленной формы (величиною в среднем 0,7—0,8 мм), которые заполняют промежутки между полевыми шпатами, а также и темными минералами.

**Биотит** образует относительно идиоморфные большие таблитчатые

кристаллы величиною в среднем 1 мм. Минерал в основном сохранен в свежем виде, но в отдельных случаях превращен в хлорит. Иногда превращение нешло до конца и мы имеем зеленые вторичные биотиты, которые также рассматриваются как слюда, так как все оптические данные почти такие же, как и в первоначальной коричневой слюде.  $Ng-Np=0,035$ ,  $001:Ng^1$ . Биотит сильно плеохроичен, абсорбция:  $Ng > Nm > Np$ . Плеохроизм выражается по:  $Ng$  — коричневый,  $Np$  — желтоватый.

**Пироксен** представлен авгитом. Он в шлифах имеет вид удлиненных кристаллов. Цвет от светлозеленовато-желтого до бесцветного  $+2v=59^\circ$ ,  $Ng-Np=0,020-22$ ,  $cNg=45-50^\circ$ . В кристаллах спайность ясная по (110) под углом  $87^\circ$ . Редко дает полисинтетические двойники, более обычны двойники по (100). Обычно авгит свежий, но иногда переходит в роговую обманку и хлорит, и очень редко в эпидот.

**Амфибол** представлен роговой обманкой. Минерал в шлифах представлен двумя генерациями: магматической и гидротермальной.

Роговая обманка первичного магматического происхождения имеет светлозеленый цвет. Плеохроизм от светлозеленого до бесцветного.  $cNg=11-16^\circ$ ,  $Ng-Np=0,015^\circ$ ,  $+2v=76^\circ$ .

Аксессорные минералы представлены сфером, апатитом и рудным минералом.

**Сфен** развит в виде кристаллов неправильной формы, с высоким рельефом и двупреломлением. В шлифах бурого цвета, без заметной спайности, двуосный, положительный. Величина зерен достигает иногда до 0,7—0,8 мм.

**Апатит** среди акссесорных минералов по количеству после сфена занимает второе место. Минерал в основном представлен шестиугольными кристаллами, но иногда встречаются и округленные зерна. Кристаллы с низким двупреломлением —  $Ng-Np=0,006$ , с высоким рельефом.

**Рудный минерал** представлен кристаллами неправильной формы.

Вторично образованные минералы представлены роговой обманкой, хлоритом и эпидотом.

**Вторичная роговая обманка** образована по авгиту. В отдельных местах хорошо виден переход авгита в роговую обманку. Переход идет как по краям авгита, так и по трещинам.

**Хлорит** в основном образован за счет пироксенов, а иногда, но редко, за счет изменения биотита.

**Эпидот** развит по пироксенам и амфиболам.

Порядок кристаллизации минералов следующий.

Все акссесорные минералы: сфен, апатит и рудный минерал являются наиболее ранними минералами, кристаллизующимися из магмы, и поэтому образуют включения в других породообразующих минералах. За акссесорными минералами кристаллизовались авгит, первичная (магматическая) роговая обманка, биотит, плагиоклаз, ортоклаз, кварц.

Количественный минералогический подсчет произведен в двух шли-

фах, где наиболее полно представлен минералогический состав породы (шлифы №№ 261 и 288). Результат этого подсчета (объемные проценты) виден из таблицы 5.

Таблица 5

Минералы	Шлифы		Среднее
	261	288	
Плагиоклаз (№ 26–32)	32	33	33
Ортоклаз	38	36	37
Кварц	15	12	13
Пироксен	4	4	4
Амфибол	3	5	4
Биотит	5	4	5
Аксессорн. минералы	1	1	1
Вторичные	2	4	3
Всего:	100%	99%	100%

Химическая характеристика граносиенитов Газмы следующая:

Таблица 6

№ № обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	Сумма
265	65,01	0,20	16,65	3,07	1,05	0,11	2,02	3,86	4,27	2,41	1,05	99,7

Образец взят в 0,5 км к юго-западу от коч. Гладзор.

Анализ произведен аналитиком А. А. Петросян в хим. лаборатории Геологического института АН Арм. ССР.

Числовые характеристики этой породы по акад. А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 7

a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
12,9	5,5	7,1	75,1	51,5	48,5	0	72,0	0,3	36,9	18,3

Проекционные величины этой же породы по проф. Е. А. Кузнецову следующие:

Таблица 8

A	C	M	Q	k	n	c	cs'	to'	fa'
18,7	7,0	10,8	63,5	21	52,5	20	41,0	53,5	3,4

## Сиенито-диориты

Макроскопически сиенито-диориты от граносиенитов отличаются серо-зеленоватым цветом. Структура породы от мелкозернистой до среднезернистой.

Маленький выход подобных пород установлен в 2 км восточнее с. Шатин, в районе монастыря Шативанк.

Под микроскопом имеет гипидиоморфнозернистую структуру (рис. 7), отдельные участки—гранофировую.

Минералогический состав породы следующий: плагиоклаз (№ 32—37), калиевый полевой шпат, кварц, амфибол, биотит, турмалин, рудный минерал, апатит, сфен. Из вторично образованных минералов—хлорит, эпидот, серицит.

**Плагиоклаз** представлен андезином. Кристаллы сдвойникованы по альбитовому и бавенскому законам.  $D_{Ng}=25^{\circ}$ ,  $D_{Np}=67^{\circ}$ ,  $D_{Nr}=88^{\circ}$ . В основном дает коротко-призматические и таблитчатые индивиды.

**Калиевый полевой шпат** представлен ортоклазом, который является минералом более поздней кристаллизации, чем плагиоклаз. Минерал ксеноморфен по отношению к другим минералам, имеет отрицательный рельеф,  $-2v=63-70^{\circ}$ ,  $Ng-Np=0,006$ ,  $aNg=2^{\circ}$ .

Частично в результате изменения возникает серицит.

**Кварц** среди свежих минералов по количеству занимает последнее место. Кристаллы кварца имеют неправильную форму, величина 0,2—0,3 мм и заполняют промежутки между амфиболом и полевыми шпатами. В отдельных участках кварц с полевым шпатом дает сростки с хорошо выраженной микропегматитовой структурой.

**Амфибол** представлен роговой обманкой, которая образует удлиненные кристаллы величиною до 0,3 мм, обладающие отчетливо выраженным идиоморфизмом как по форме, так и по отношению к полевым шпатам. Минерал слабозеленого цвета. Очень слабо плеохроирует.  $-2v=74-79^{\circ}$ ,  $Ng-Np=0,017^{\circ}$ ,  $cNg=19^{\circ}$ . Кристаллы сдвойникованы по (100), иногда дают полисинтетические двойники по (100).

**Биотит** образует относительно идиоморфные пластинки, местами включенные в плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц. Кристаллы короткотаблитчатые, почти всюду замечается переход биотита в хлорит, но большинство кристаллов находится в промежуточном положении, т. е. они превратились в зеленоватый биотит.

**Авгит** в шлифах бесцветен. Сильно разложен, в результате чего по его трещинам развивается кальцит. Количество минерала в шлифах очень малое,  $Ng-Np=0,023$ .

**Турмалин** представлен темнозелеными кристаллами, более идиоморфен, чем биотит и роговая обманка. Кристаллы образуют короткопризматические радиально-лучистые формы. Плеохроизм сильный,  $Ng-Np=0,022$ .

**Аксессорные минералы** представлены сфеном, апатитом и рудным минералом, все они являются наиболее идиоморфными минералами породы и образуют включения во всех других минералах.

Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом и серицитом, которые являются минералами разложения роговой обманки, биотита и ортоклаза.

Химическая характеристика описанных сиенито-диоритов следующая (образец № 307 взят в 2 км севернее от крепости Прош).

Таблица 9

№№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	Сумма
307	62,44	1,02	16,72	3,25	2,05	2,86	4,85	3,53	2,28	1,05	100,08

Анализ произведен в химической лаборатории Армгеолуправления. Аналитик А. К. Иванян.

Числовые характеристики этой породы по акад. А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 10

a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
11,2	5,8	9,9	73,0	47,9	49,3	2,8	70,4	1,2	27,8	17,9

Проекционные величины этой же породы по проф. Е. А. Кузнецову следующие:

Таблица 11

A	C	M	Q	k	n	c	cs'	fo'	fa'
16,1	8,3	15,5	58,4	19,5	46,3	34,1	33,5	52,5	14,0

Как видно, в минералогическом составе, в описанных трех типах пород присутствуют почти одни и те же минералы, но породы отличаются друг от друга по соотношению минералов между собой (кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза), по структуре и текстуре и по характеру минералов: калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

Таким образом, можно считать, что внедрение интрузивного комплекса западной части происходило неодновременно, но в течение нескольких (трех) близких по времени инъекций. Близкое по времени внедрение магмы подтверждается наличием во многих местах постепенных переходов одной породы в другую, что может быть объяснено внед-

рением граносиенитовой магмы в то время, когда сиенито-диоритовая интрузия еще полностью не испытала окончательного затвердевания.

Разновременность внедрения интрузивов особенно наглядно доказывается в поле следующими фактами:

1. Присутствием ряда апофиз граносиенитового состава в сиенито-диоритовых породах.

2. В отдельных местах резким контактом между вышеуказанными граносиенитами и сиенито-диоритами.

3. Наличием шлировых образований порфировидных гранитов в граносиенитовых породах.



Рис. 7. Сиенито-диорит. Шл. 258. X ник., увелич. 50

Севернее и северо-западнее коч. Гладзор, ближе к слагаемой интрузией вершине в граносиенитах заключены тонкозернистые до плотных, черные ксенолиты керсантитового состава до 8 см в диаметре величиною. Происхождение этих пород ксенолитов объясняется захватом более поздними порциями интрудированвшей более дифференцированной кислой магмой обломков, образовавшихся при раздроблении ранее затвердевшей периферической части интрузии.

Таким образом, нужно предполагать, что явления гибридизма начались еще на путях подъема магмы до ее проникновения в камеру



Рис. 8. Роговик. Севернее крепости Прош (Газма), щл. 305, X ник.,  
увелич. 50

остывания, где возникали благоприятные условия для процессов асси-  
милляции. М. А. Усов допускал, что магма, при движении ввёрх может  
проходить несколько камер.

О глубинном происхождении этих керсантитовых ксенолитов говорит  
состав и структура ксенолитов (рис. 9), подобным которых нельзя найти  
среди вмещающих пород интрузий.

Основной минералогический состав ксенолитов следующий: биотит,  
плагиоклаз, ортоклаз. Из акцессорных присутствуют сфен и магнетит,  
а из вторичных—хлорит и эпидот, которые вместе составляют 5—8%  
породы.

**Биотит** представлен сильно плеохроичными таблитчатыми кристал-  
лами величиною до 0,6 мм.

**Плагиоклаз** принадлежит к олигооклазу (№ 25—30).

**Калиевый полевой шпат** составляет ксеноморфные кристаллы вели-  
чиною до 0,5 мм.

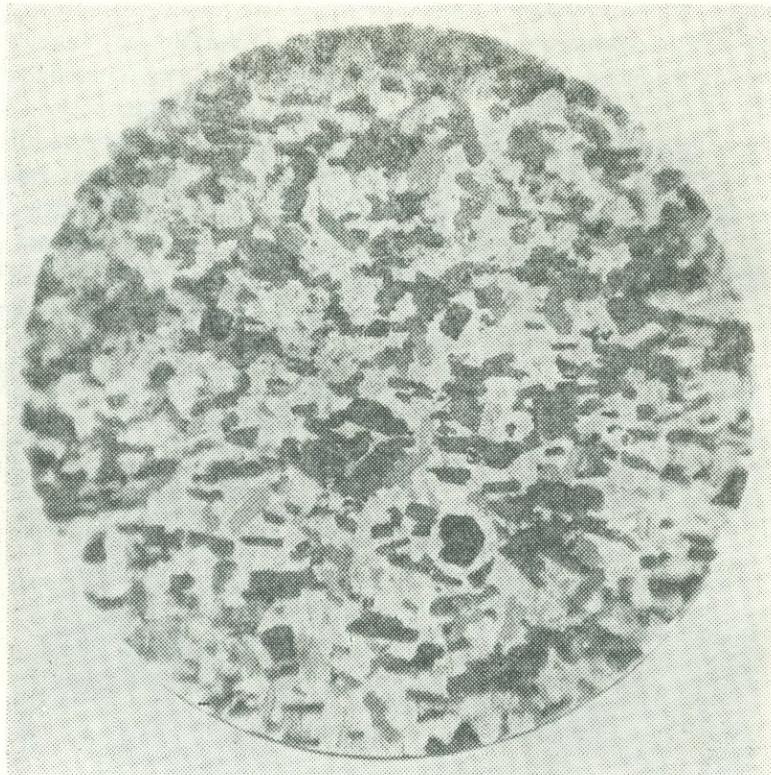


Рис. 9. Керсантит. Шл. 296, 1 ник., увелич. 50

\* \* \*

В юго-западном участке интрузивного комплекса—в районе Гюли-ванка (монастырь Спитакавор) в вышеописанных граносиенитовых сиенито-диоритовых породах развиваются трещины, которые иногда пересекают первоначальную глыбовую отдельность и разбивают крупные глыбы на более мелкие блоки размером от 0,5 до 1,5 кв. м.

В результате дальнейшего выветривания пород интрузии наблюдается переход глыбовой отдельности в так называемую «шаровую» или концентрически-скоруповатую (рис. 10, 11). Диаметр «шаров» доходит до 1,5 м. Шаровые тела особенно хорошо выделяются в обнажениях, где породы сильнее выветрены.

#### Процессы контактового и гидротермального воздействия интрузии

Контактовое воздействие интрузии западной части Газминского комплекса (породы гипабисальной фации) на боковые породы выражено резко и отмечается: а) кварц-биотито-пироксеновыми и кварц-полевошпатовыми роговиками; б) вторичными кварцитами.

Результатом воздействия гранитоидной магмы на вмещающие породы—туффиты образован широкий контактовый ореол, мощностью до 400—500 м. Контактовые явления особенно хорошо выражены на северной стороне, где контактные породы представлены типичными роговиками кварц-биотито-пироксенового состава. Макроскопически роговики эти мелкозернистые до плотного и имеют темносерый, черный цвет. Под микроскопом роговики имеют роговиковую структуру (рис. 8) и состоят из более или менее изометричных зерен. Форма их различная: округлая, полуэллиптическая, зубчатая. Величина зерен до 0,1 мм.

Минералогический состав следующий: кварц, биотит, пироксен, калиевый полевой шпат, рудный минерал и единичные зерна апатита. Из вторичных минералов присутствует хлорит.



Рис. 10. Шаровая отдельность граносиенитов (западнее Гюливанка)

В экзоконтактах эти же породы приобретают роговико-порфировидную структуру, где структура основной массы роговиковая, а отдельные фенокристаллы плагиоклаза и пироксена имеют до 1 мм величины.

Кварц-полевошпатовые роговики, образованные в контакте интрузий с диорит-порфиритами на северо-восточных частях Теке-Долдурана, имеют серый цвет и мелкозернистую текстуру.

Под микроскопом роговик имеет бластопорфировую структуру и представлен следующим минералогическим составом: кварц, ортоклаз, плагиоклаз, биотит, апатит, магнетит. Из вторичных минералов образован хлорит.

Вторичные кварциты широкое распространение имеют на территории, находящейся севернее и северо-восточнее от коч. Гладзор. Они, как

и в Гюмушхане, являются результатом деятельности постмагматических вод, выделявшихся из самой интрутирующей магмы.



Рис. 11. Шаровая отдельность граносиенитов (восточнее Гюлибанка)

### Диорит-порфиры

Как выше отмечалось, северная и восточная части Газминского интрузивного комплекса (г. Кечал-тапа и ее соседние гребни, гребень Газма—Кабахлу и крайняя восточная часть района интрузий от Эшагелана до коч. Соух-булаг) нами отнесены к породам: предшествовавшие по времени внедрению пород западной части интрузивного комплекса. Диорит-порфиры отличаются от пород гипабиссальной фации своей порфировой структурой, а от эфузивных пород—полнокристаллической основной массой и крупными кристаллами роговых обманок без колец опацитизации. Интересно отметить, что в районе месторождения Газма под горой Кечал-тапа в штолнях на значительной глубине эти породы постепенно переходят в более глубинные породы, в результате чего они теряют свой порфировидный облик. Все это говорит о том, что магма диорит-порфиритового состава внедрялась и застывала близко к земной поверхности. Нужно предполагать, что вторжение магмы диорит-порфиритов происходило в более спокойной обстановке. Магма этих интрузий обладала ограниченными запасами тепла и отличалась меньшей химической активностью. Об этом свидетельствуют менее интенсивные изменения вмещающих пород и ограниченные размеры явления асимиляции.

Морфологически внедрение диорит-порфиритов дайкоподобное.

Длина дайкоподобных тел достигает до 6—8 км, при ширине 2 км.

Общая площадная распространенность восточной части интрузивного комплекса примерно 30 кв. км.

Непосредственные контакты диорит-порфириотов с породами западной части интрузивного комплекса не наблюдаются, так как они скрыты под наносами и растительностью. Но исходя из прорыва указанных пород дайками и апофизами, связанных с магмой более поздней фазы внедрения, можно установить время внедрения диорит-порфиритовых пород, как предшествовавшее внедрению граносиенитов и порфироидных гранитов западной части Газминского интрузивного комплекса.

Диорит-порфириты макроскопически представляют собой породы светлосерого цвета, в некоторых случаях вследствие хлоритизации амфиболов порода приобретает слабозеленоватый оттенок. Диорит-порфириты имеют порфировую структуру.

В большинстве шлифов диорит-порфириотов отмечено небольшое присутствие кварца, что намечает переход этих пород к кварцевым диорит-порфиритам.

В восточных же районах (гребень Эшагелан—коч. Соух-булаг) количество роговой обманки в этих породах превышает (относительно) количества роговой обманки в породах западных районов, в результате чего породу восточных районов можно назвать также роговообманковыми диорит-порфиритами.

Количественный минералогический подсчет произведен в четырех шлифах, где наиболее полно представлен минералогический состав породы (шлифы №№ 220, 223, 227, 229).

Результаты этого подсчета видны из таблицы 12.

Таблица 12

Минералы	Шлифы				Среднее
	222	223	227	229	
Плагиоклаз	52	52	61	54	55
Роговая обманка	14	12	9	15	12
Биотит	—	14	—	8	5,5
Кварц	4	4	5	3	4
Ортоклаз	5	2	5	2	3,5
Аксессор. минералы	3	6	6	5	5
Хлорит	6	3	7	5	5
Кальцит	12	5	9	4	8
Эпидот	3	2	—	1	1,5
Уралит	1	—	—	1	0,5
Всего:	100%	100%	100%	100%	100%

Под микроскопом структура диорит-порфириотов полнокристаллически порфировая (рис. 12,13).

Минералогический состав породы следующий: плагиоклаз (андезин), роговая обманка, биотит, авгит, кварц, ортоклаз, рудный минерал, апатит.

Из вторично-образованных минералов: кальцит, хлорит, мусковит, эпидот, серицит, альбит (вторичный), уралит.

**Плагиоклаз** представлен двумя генерациями: крупными порфировыми выделениями первой генерации и небольшими кристаллами второй генерации. Плагиоклаз принадлежит к андезину (№ 32—35). Кристаллы первой генерации имеют до 3 мм величины, они сдвойникованы по Карлсбадскому и манебахскому законам. Часто обнаруживают зональное погасание от 36% An (ядро) до 31% An (наружная часть). Величина кристаллов второй генерации достигает до 0,2 мм. Результатом изменения плагиоклазов являются пренит и вторичный альбит (т. е. в породе происходили процессы пренитизации и альбитизации), а более обычно кальцит и серицит.

**Роговая обманка** представлена крупными кристаллами, вытянутыми в длину, величиною до 1,5 мм. Иногда она неправильной формы, реже дает скелетные формы. Минерал без колец опазитизации, что подтверждает, что эти породы неэффузивные, а гипабиссальные. Минерал зеленого до темнозеленого цветов. Сильно плеохроичный. Абсорбция: Ng>Nm>>Pr.

Плеохроизм выражен по:

Ng—темнозеленый, буровато-зеленый (грязнозеленый)

Nm—зеленоватый

Pr—светложелтый, желтовато-зеленый

Дисперсия оптической оси минерала  $r < v$ ,  $-2v = 75^\circ$ , двупреломление низкое— $Ng - Pr = 0,014 - 0,016$ ,  $cNg = 15^\circ$ . В отдельных кристаллах наблюдаются полисинтетические двойники по (100).

**Роговая обманка** в отдельных местах довольно изменена, в результате чего превращена в хлорит и редко эпидот, кальцит, уралит (?). В отдельных шлифах наблюдаются контуры поперечного разреза роговой обманки, содержание которой полностью превращено в сферолитовый хлорит. На этих сферолитовых образованиях в скрещенных николях прекрасно видны черные кресты.

**Биотит** присутствует не во всех шлифах, но там, где выступает, представлен крупным кристаллами. Минерал в основном свежий, редко изменен, в результате чего получен мусковит и хлорит. Биотит темнокоричневого цвета и сильно плеохроичен. Абсорбция плеохроизма: Ng>Nm>>Pr. Плеохроизм выражен по:

Ng—темнокоричневый

Pr—желтовато-золотистый, желтовато-коричневатый.

**Авгит** в шлифах в свежем состоянии почти не сохранился, в результате чего трудно определить оптические константы.

Кварц и ортоклаз в шлифах занимают незначительное место.

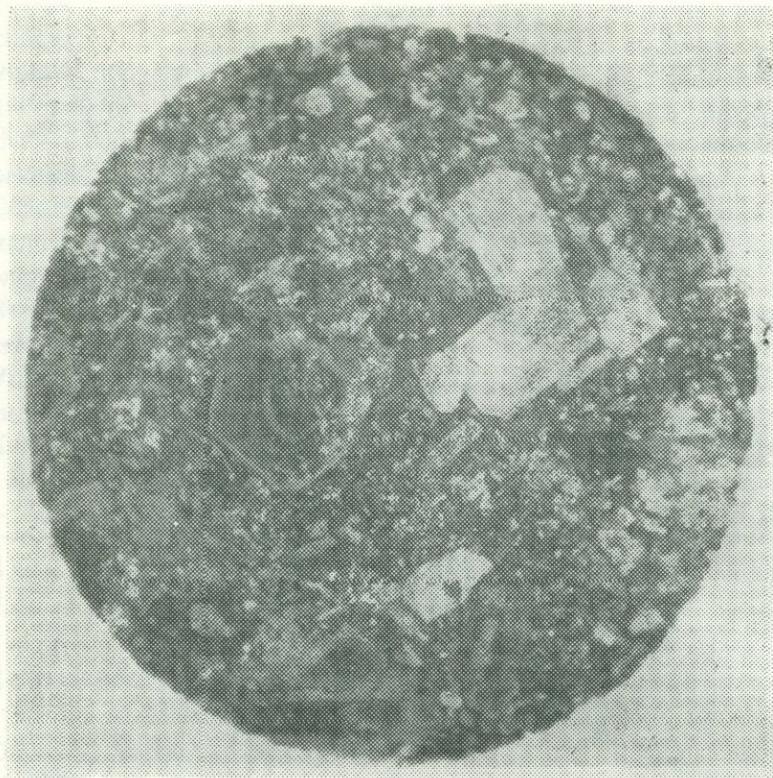


Рис. 12. Диорит-порфирит. Шл. 276, ник. X, увелич. 50

**Кварц** представлен кристаллами аллотриоморфной формы и заполняет пустые промежутки между полевыми шпатами и цветными минералами. Редко встречаются разрезы, параллельные к 0001, где они имеют правильную гексагональную форму. Минерал одноосный, положительный,  $Ng-Np=0,009$ .

**Ортоклаз** в свежем состоянии сохранен редко. Представлен небольшими кристаллами. Минерал в результате изменения частично превращен в каолин. Показатель преломления минерала ниже канадского бальзама.  $Ng-Np=0,006$ , двуосный, отрицательный.

**Титано-магнетит** представлен неправильными, маленькими кристаллами. Редко наблюдаются скелетные формы кристаллов. Цвет железнозернистый, изотропен. В отдельных шлифах рудный минерал выражен большими кристаллами, величиною до 0,5 мм. В результате изменения последних получен лимонит.

**Апатит** в шлифах распространен мало, по 3—7 зерен. Имеет высокий рельеф, шестиугольные и реже округленные формы.  $cNp=0$ ,  $Ng-Np=0,006$ , удлинение отрицательное.

В результате изменения описываемых пород, вторичные минералы представлены более широким рядом, как: хлорит, кальцит, мусковит, эпидот (мало), серицит, альбит (вторичный), уралит? (очень мало—иногда).



Рис. 13. Роговообмакковый диорит-порфирит. Шл. 201. ник. X, увел. 50

**Кальцит** в шлифах представлен очень широко, он является результатом воздействия постмагматических вод, богатых  $\text{CO}_2$  на кварц-диорит-порфиритовые породы. К этому заключению нас приводит распространение кальцита в большом количестве во всех минералах породы. Богатые  $\text{CO}_2$  воды не только воздействовали на кварц-диорит-порфировые породы, но и на окружающие породы.

**Хлорит** является продуктом разложения пироксенов и амфиболов. Представлен бледнозеленым, или беловато-зеленым антигоритом. Плеохроизм слабый, рельеф низкий, двупреломление низкое:  $\text{Ng}-\text{Nr}=0,012-13$ , двуосный, отрицательный.

Иногда является результатом изменения биститов. Представлен радиально-лучистым строением, светлозеленоватым цветом.

В ряде мест (на южных склонах г. Качал-тапа, южнее дороги Газма, Соух-булаг—на гребне), биотит почти не сохранен и полностью превращен в **мусковит**. В отдельных шлифах хорошо наблюдается переход биотита в мусковит. Последний бесцветный,  $\text{Ng}-\text{Nr}=0,030, (01)$  с  $\text{Ng}=0$ , трещины спайности совершенные. Минерал двуосный, отрицательный, иногда дает одноосность (отрицательный), это объясняется переходом

оптических констант биотита в мусковит (вследствие изменения биотита в мусковит).

**Эпидот** образован за счет роговой обманки. В шлифах представлен неправильными округленными зернами, высоким двупреломлением:  $Ng-Np=0,030$ . В отдельных шлифах наблюдается образование эпидота по полевым шпатам и частично пироксенам.

**Серицит** присутствует в отдельных шлифах и является результатом изменения полевых шпатов (в основном ортоклаза). Величина зерен не позволяет дать точные оптические константы.

**Вторичный альбит** является результатом изменения плагиоклазов. При этом изменении иногда образуется и пренит.

**Уралит** является продуктом разложения амфиболов, представлен кристаллами волокнистого строения.

Химическая характеристика диорит-порфиритов представлена в таблице 13.

Таблица 13

№№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	п. п. п.	Сумма
237	61,40	0,56	18,44	3,20	2,0	2,27	6,60	4,33	2,27	0,41	100,48
254	58,27	0,32	18,21	1,55	3,85	3,53	7,85	3,25	2,05	1,21	100,09

Образцы взяты:

№ 237 — на южном склоне г. Кечал-таха,

№ 254 — у местности Эшагелан.

Анализы произведены в хим. лаборатории Армгеолупрления. Аналитик А. К. Иванян.

Числовые характеристики этих пород по акад. А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 14

№№ обр.	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
237	12,8	9,6	6,4	71,4	50,4	40,3	9,3	73,1	0,5	3,0	7,4
254	10,4	7,3	13,9	68,4	37,5	44,4	18,1	71,6	0,4	9,1	8,7

Проекционные величины этих же пород по проф. Е. А. Кузнецовой следующие:

Таблица 15

№№ обр.	A	C	M	Q	k	n	c	cs'	fo'	fa'
237	18,5	8,6	15,6	57,7	17,7	51,1	31,8	43,2	42,6	13,5
254	15,6	8,3	24,5	51,3	18,1	45,7	36,2	40,9	36,8	20,4

Анализируя вышеизложенный материал по этому интрузивному комплексу, можно сделать следующие выводы:

1. Интрузивные тела Газминского комплекса являются результатом одного интрузивного цикла, имеют одинаковый возраст и образовались из одной и той же гранитоидной магмы.

2. Сходство основных специфических химических черт пород говорит в пользу признания из общего магматического очага.

3. Формирование интрузивных тел имело место в условиях несколько различных глубин по отношению к земной поверхности, что получило выражение в возникновении двух фаций магматических пород—субэкструзивной и гипабиссальной.

4. Внедрение Газминского интрузивного комплекса произошло двумя последовательными магматическими фазами: первой—диорит-порфиритовой и второй—граносиенитовой. В последней фазе в свою очередь имело место троекратное внедрение магмы, что соответствует субфазам. Мagma эта, внедрившаяся в последней фазе, была относительно богата летучими компонентами.

5. Внутри фаз наблюдаются переходные разновидности пород, являющиеся результатом глубинной ассилияции и частично кристаллизационной дифференциации магмы.

6. Процесс глубинной ассилияции свидетельствуется наличием ксенолитов «чуждых» пород, подобным которых по минералогическому составу и структуре нельзя найти среди вмещающих пород.

В заключение, пользуясь случаем, выражаю свою глубокую, искреннюю благодарность моему учителю проф. С. Д. Четверикову, проф. В. Н. Котляру и Е. Е. Милановскому за ряд ценных советов в процессе написания этой работы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Котляр В. Н., Геологический очерк восточной части Даралагезского уезда ССР Армении. Мат. по общ. и прикл. геологии, вып. 136, 1930.
2. Котляр В. Н., Магматизм и металлогенические эпохи Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, физ.-мат., ест. и техн. науки, № 8, 1947.
3. Крежечковский А. В., Геологический очерк западной части Даралагезского уезда ССР Армении. Мат. по общ. и прикл. геологии, вып. 136, 1930.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1.21	8.96	2.51	8.45	1.16	7.71	7.55	8.21	3.2	6.1	7.5	1.20	
4.02	1.30	6.05	9.05	7.41	1.17	7.16	8.12	1.2	6.01	5.02	1.22	

А. А. ГАБРИЕЛЯН, В. П. АСРАТЯН и А. Е. НАЗАРЯН

## К СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТОНИКЕ САРЫКАИНСКОЙ ТОЛЩИ БАССЕЙНА ОЗЕРА СЕВАН

### I. К истории вопроса

В бассейне озера Севан, на участке Норадузского (Сарыкаинского) мыса и в районе Нор Баязета развит комплекс вулканогенно-осадочных образований неоген-постплиоценового возраста, известный в литературе под названием «Сарыкаинской толщи».

Несмотря на то, что эта толща изучалась многими исследователями, начиная со времени Г. Абиха (1) и до настоящего времени, до сих пор еще нет однозначного решения вопроса о ее стратиграфии и возрасте.

Основные взгляды исследователей по данному вопросу сводятся к следующему.

1. Впервые Сарыкаинская толща наиболее детально была изучена Е. Н. Дьяконово-Савельевой и Г. Д. Афанасьевым (6) в 1930 г., произведившими геологические исследования в окрестностях Нор Баязета. Указанные исследователи на основании детального петрографического изучения пород района Нор Баязета, а также учитывая стратиграфическое соотношение отдельных горизонтов, выделили в Сарыкаинской толще восемь свит, последовательность которых следующая (снизу вверх):

I. Свита палеотипных порфиритов и туфогенов, не в коренном залегании.

II. Свита трахиандезитов, трахилипаритов и туфов

III. Зеленые гипсоносные глины

IV. Дрейссенсиевая свита

V. Свита пемз, липаритов и туфов

VI. Диатомиты и пеплы

VII. Свита галечников

VIII. Песчано-пеплово-гравиевая свита, в верхах которой встречаются пласти андезито-базальтовой шлаковой лавы.

Базируясь на данных фауны дрейссенид, ихтиофауны и ископаемой флоры (диатомовые водоросли), Е. Н. Дьяконова-Савельева и Г. Д. Афанасьев пришли к выводу о верхнеплиоценовом—нижнепостплиоценовом возрасте Сарыкаинской толщи в целом.

2. В дальнейшем, в 1932—1934 гг. Сарыкаинская толща изучалась К. Н. Паффенгольцем (8) в связи с проводимой им региональной геологической съемкой в бассейне озера Севан.

К. Н. Паффенгольц в Сарыкаинской толще выделил две свиты—нижнюю или галечниковую свиту Сарыкаинского мыса и верхнюю или диатомито-дрейссенсиевую.

Таким образом, стратиграфическое соотношение свит Сарыкаинской толщи вырисовывалось у К. Н. Паффенгольца иначе (почти обратно), чем у Е. Н. Дьяконово-Савельевой и Г. Д. Афанасьева. В частности, песчано-галечниковая свита Сарыкаинского мыса по схеме К. Н. Паффенгольца оказалась нижним членом Сарыкаинской толщи, в то время как по данным Е. Н. Дьяконовой-Савельевой и Г. Д. Афанасьева она является наиболее молодой свитой в разрезе Сарыкаинской толщи.

Что же касается определения возраста отложений Сарыкаинской толщи, то в этом вопросе К. Н. Паффенгольц присоединился к мнениям предыдущих исследователей и вместе с ними считал, что толща эта в целом относится к верхам третичного периода или же к низам постплиоценена.

Подобная точка зрения в отношении возраста Сарыкаинской толщи считалась общепринятой до последнего времени.

3. В 1950 г. была опубликована статья К. Н. Паффенгольца (9), в которой он совершенно неожиданно отказался от своего прежнего взгляда о верхнетретичном—нижнечетвертичном возрасте Сарыкаинской толщи и выдвинул новую точку зрения о принадлежности ее к олигоцену.

Основанием для такого заключения служило то обстоятельство, что К. Н. Паффенгольц, собрав новые данные, убедился в существовании фациального взаимоперехода между дрейссенсиево-диатомитовой свитой Сарыкаинской толщи и вулканогенной толщей Гегамского (Агмаганского) хребта, относимой им к олигоцену.

Следует отметить, что раньше о существовании фациального и стратиграфического взаимоперехода между дрейссенсиево-диатомитовыми образованиями Сарыкаинской толщи и кислыми эфузивами Гегамской вулканогенной толщи высказывались Е. Н. Дьяконова-Савельева и Г. Д. Афанасьев (6), А. А. Габриелян (5) и А. Т. Асланян (2).

Однако эта точка зрения не была принята К. Н. Паффенгольцем; он считал, что Сарыкаинская толща гораздо более молодая и что она с большим стратиграфическим перерывом налегает на олигоценовую, по его мнению, вулканогенную толщу Гегамского хребта.

Теперь же указанный исследователь, на основании своих новых

наблюдений, убедился в вопросе о существовании фациального взаимоперехода между указанными двумя толщами. По его данным (9), в юго-восточной части бассейна озера Севан, у с. Су-Ботан, гранодиориты прорывают пемзовые туфы, которые являются синхронными образованиями с Сарыкаинской толщей. По К. Н. Паффенгольцу, возраст гранодиоритов теперь с несомненностью устанавливается как верхнеолигоценовый—нижнемиоценовый. Этот факт, по его мнению, также свидетельствует об олигоценовом возрасте Сарыкаинской толщи.

Необходимо отметить, что точка зрения К. Н. Паффенгольца об олигоценовом возрасте вулканогенной толщи Гегамского хребта и вообще большей части Малого Кавказа, убедительно оспаривается другими исследователями (А. А. Габриелян, В. Е. Ханц, Л. Н. Леонтьев, Л. А. Варданянц, А. Т. Асланян, Ш. А. Азизбеков, Н. В. Думитрашко, С. П. Бальян и др.). А. А. Габриелян доказал, что в бассейне р. Шагап указанная вулканогенная толща резко несогласно ложится на отложения фаунистически хорошо охарактеризованного олигоцена, а в Приереванском районе она перекрывает различные горизонты более древних третичных свит вплоть до мактровых слоев верхнего сармата. На этом основании, а также учитывая и ряд других фактов, А. А. Габриелян названную вулканогенную толщу стносит к плиоцену. Подобная точка зрения А. А. Габриеляна в настоящее время разделяется подавляющим большинством закавказских геологов.

В связи с изложенным мы считаем, что новая точка зрения К. Н. Паффенгольца об олигоценовом возрасте Сарыкаинской толщи является неверной и не соответствующей действительности.

4. В 1950—51 гг. Сарыкаинская толща более детально была изучена Е. Е. Милановским (7), который в Сарыкаинской толще выделяет восемь свит, сменяющих друг друга в вертикальном разрезе. Указанный исследователь, на основании большого количества палеонтологических и регионально-геологических данных, гораздо более убедительно определяет возраст Сарыкаинской толщи в целом как верхний миоцен—постплиоцен.

Итак, из приведенной краткой истории вопроса становится очевидным, что на самом деле вопрос о возрасте Сарыкаинской толщи до сего времени еще не получил своего окончательного решения.

Наши полевые исследования 1951 г. привели нас к выводу, что схема стратиграфической последовательности, предложенная еще в 1930 г. Е. Н. Дьяконовой-Савельевой и Г. Д. Афанасьевым (6), в общем является наиболее приемлемой среди существующих. Однако эта схема нуждается в значительном дополнении, в частности в отношении определения возраста Сарыкаинской толщи в целом и отдельных ее свит в свете новых палеонтологических и регионально-геологических данных, собранных Е. Е. Милановским и авторами настоящей работы.

## II. К стратиграфии Сарыкаинской толщи

Сарыкаинская толща представлена разнообразными осадочными и вулканогенными породами, которые фациально быстро меняются как в пространстве, так и во времени.

Породы Сарыкаинской толщи обнажаются у с. Арцвакар, на берегу оз. Севан, а также на Сарыкаинском мысу, где пласти их образуют высокий, почти вертикально стоящий обрыв. В остальных местах района эти породы покрыты современными аллювиальными и делювиально-пролювиальными наносами, что в значительной степени затрудняет составление детальных разрезов и тем более их корреляцию.

На основании изучения отдельных обнажений и их сопоставления, общую стратиграфическую схему Сарыкаинской толщи мы представляем в следующем виде.

В указанной толще мы выделяем по крайней мере четыре свиты, которые имеют самостоятельное возрастное значение и к тому же характеризуются разной степенью дислоцированности. Ниже приводится краткое описание этих свит.

1. Наиболее древняя свита Сарыкаинской толщи обнажается у с. Арцвакар, в ядре небольшой антиклинальной складки северо-западного профиля. Здесь развиты зеленовато-серые с желтоватым оттенком глины, слегка гипсонасные, с включениями глыб плотных, желтовато-белых мшанковых известняков и известняков-ракушечников. Последние состоят нацело из мелких, гладких пресноводных гастропод.

Основание разреза не обнажается, в связи с чем судить о фациальном изменении пород данной свиты, а в равной степени и о характере залегания ее на более древние отложения, трудно.

По данным Е. Е. Милановского (7), согласно определению Г. Г. Абрикосова и Ю. М. Феофановой, мшанки безусловно из группы *Membranipora* и при этом скорее всего относятся к *Nitscheina* (*Membranipora*) *Kischenevensis* n. sp.

Мембранипоры хотя вертикально довольно широко распространены и сохранились доныне, но лишь в среднем и верхнем сармате они достигают пышного развития. На Керченском и Таманском полуостровах, по Г. Г. Абрикосову и Ю. М. Феофановой, в отложениях переходного горизонта от сармата к мэотису, мшанки вместе с *Hydrobia* являются единственными представителями фауны и строят знаменитые рифы, описанные еще Н. И. Андрусовым.

Среди гастропод нами определены следующие пресноводные формы: *Hydrobia*, *Bythinia*, *Valvata*. В известняках-ракушечниках вместе с упомянутыми гастроподами встречается и фауна остракод, среди которой С. Бубикян определена *Cyprideis sarmatica* (Zal.).

Таким образом, фауна остракод, а также и мшанки, как будто однозначно определяют возраст описанной свиты как сарматский.

Трудно пока говорить о принадлежности этих отложений к тому

или иному горизонту сарматского яруса ввиду недостаточного количества имеющихся палеонтологических данных. Однако, учитывая ряд палеогеографических соображений, скорее можно говорить о среднесарматском возрасте этой свиты.

Водоем, в котором происходило отложение описываемой свиты, несомненно характеризовался пресноводным режимом, о чем свидетельствует богата представленная пресноводная фауна гастропод. Что же касается фауны мшанок, то она, по данным Г. Г. Абрикосова и Ю. М. Феофановой, является морской, но выдержавшей значительное опреснение. По Б. П. Жижченко, сильно опресненным режимом характеризовался также и сарматский бассейн Причерноморья, в котором обитали мембранипоры и гастроподы из группы *Hydrobia*.

В Приереванском районе аналогичные пресноводные фации сарматских отложений развиты в ущельи р. Раздан (гастроподовый и анодонтовый горизонт), где они залегают под слоями с верхнесарматской макротройной фауной и относятся А. А. Габриеляном к среднему сармату.

На основании вышеизложенного, мы считаем в значительной степени вероятным говорить о синхронности пресноводных среднесарматских отложений Приереванского района и свиты гипсоносных глин Нор-Баязетского района.

2. Стратиграфически выше залегает свита вулканогенно-осадочных пород, обнажающаяся на берегу оз. Севан в сводовой части хорошо выраженной антиклинальной складки, расположенной ок. 6 км к юго-востоку от с. Арцвакар.

В нижней части свиты обнажаются светлосерые и слегка зеленовато-серые глины с фауной дрейссенид. Выше залегает пласт мергелей, переходящий затем в плотные, массивные желтовато-белые кристаллические известняки с содержанием большого количества туфогенного материала трахилипартового состава. Стратиграфически выше развиты серые туфопесчаники и туфы, сменяющиеся выше по разрезу туфобрекчиями трахилипартового состава.

Несколько южнее от описанного обнажения свита эта, а также и низы вышележащей свиты, прорваны дайками витрофирового, очень плотного андезито-базальта.

В образцах глин с *Dreissensia*, залегающих в основании приведенного разреза, в Институте геологии Академии наук Азерб. ССР Д. М. Халиловым (7) определены остракоды *Nyosurgis gibba* Rand., *Paracypris candida* (Liv.), *Cythere caljanica* Liv., *Cytherē* sp. По его заключению, перечисленные формы вообще распространены в отложениях плиоцена, причем «Такая ассоциация видов остракод скорее всего напоминает фауну замкнутого бассейна, подобно продуктивной толще Бакинского района».

Далее, в этой же свите, у с. Вали-Агалу, среди туфобрекций встречается прослой кислых туфов и диатомитов, в которых А. П. Жузе определено 24 вида диатомовых водорослей (7).

По его заключению, в составе флоры не обнаружено ни одного вымершего вида. Возраст вмещающих отложений, согласно А. П. Жузе, никак не древнее плиоцена.

Таким образом, базируясь на данных фауны остракод, а также учитывая характер диатомовой флоры, возраст описанной свиты мы определяем как нижний (?) и средний плиоцен и, тем самым, параллелизуем ее с пролювиально-вулканогенной толщой Приереванского района (Вохчабертская толща).

В пользу нашего заключения о возможной синхронизации сравниваемых толщ говорят также их большое фациальное сходство и ряд палеогеографических соображений. К сожалению, нигде в описываемом районе не удается наблюдать контакт описанных двух свит Сарыкаинской толщи. Поэтому судить о характере их стратиграфического и текtonического соотношения трудно. Однако, учитывая резкое фациальное различие, наблюдаемое между отложениями указанных двух свит, а также их возрастное определение, мы считаем наиболее вероятным предположить, что свита вторая залегает над первой несогласно и со значительным стратиграфическим перерывом.

3. В том же обнажении выше второй свиты несогласно залегает третья свита, в которой наблюдается следующая последовательность слоев снизу вверх:

а) Мощный горизонт серых, рыхлых туфопесчаников с отдельными прослойями пемзовых песков, туфовых пеплов и других материалов кислых вулканических выбросов. В туфопесчаниках часто наблюдается косая, а местами и неясная слоистость.

б) Выше залегает перемежающаяся пачка диатомитовых и дрейссенсевых глин (с многочисленными мелкими, трудно определимыми дрейссенсами) и туфовых кислых песков и пемз с отдельными прослойками известняков-ракушечников, переполненных раковинами дрейссенсид.

в) Горизонт желтоватых и красно-буроватых липаритовых туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов.

г) Разрез описываемой свиты венчается горизонтом желтовато-белых диатомитов, диатомитовых глин с *Dreissensia* с отдельными прослойями черных и серых туфопесчаников, вулканических песков и пеплов.

По данным Е. Е. Милановского (7), в диатомитах и диатомитовых глинах А. П. Жузе выделены три комплекса плиоценовой диатомовой флоры, сменяющих друг друга в разрезе. Мы считаем наиболее вероятным синхронизировать эту свиту с диатомитовыми отложениями и пемзово-песковыми образованиями Приереванского района (Нурнус, Теджрабад), где они залегают на долеритовых базальтах верхнего плиоцена и содержат, по определению В. В. Богачева (3), фауну позвоночных (*Hippurion* sp., *Tragoceras* sp., *Rhinoceras*) и ископаемых рыб—*Alburnus gambarianii* Bog., *Lieuciscus oswaldi* Bog. и др.

Возраст указанных диатомово-пемзовых образований, на основании:

содержащейся в них фауны, определяется как верхний плиоцен (верхний акчагыл-апшерон), что подтверждается также их стратиграфическим положением в разрезе третичных отложений Приереванского района.

По данным Л. А. Варданянца<sup>1</sup> и А. А. Габриеляна, диатомиты и пемзовые образования Приереванского района генетически тесно связаны с извержениями горы Атис, и на этом основании, по нашему мнению, можно говорить об их синхронности.

Диатомитово-пемзово-песковая свита бассейна озера Севан фациально связывается с продуктами кислых экструзивных конусов Спитаксара и других вершин Гегамского хребта. Возраст последних, как и кислых эфузивов Атиса, определяется как верхний плиоцен (верхний акчагыл—апшерон).

В описываемой диатомитово-дрейссенсиевой свите Сарыкаинской толщи в разных ее горизонтах встречается большое количество фауны дрейссенид, среди которой А. А. Габриеляном определены: *Dreissensia rostriformis* Desh., *Dr. rostriformic* Desh. var. *similis* Andr., *Dr. Isseli* Andr., *Dr. polymorpha* Pall.

Перечисленные формы описаны Н. И. Андрусовым из апшеронских отложений Прикаспийской области.

Таким образом, базируясь на данных ископаемой фауны и флоры, а также региональных сопоставлениях, диатомитово-пемзово-песковую свиту Сарыкаинской толщи можно с достаточной вероятностью отнести к верхнему плиоцену и при этом скорее всего к апшеронскому ярусу.

4. Наиболее молодым членом разреза Сарыкаинской толщи является свита галечников и песчано-пемзово-пепловых материалов. Свита эта (норадузская свита) хорошо обнажается на Сарыкаинском мысу, где отложения ее образуют высокий обрыв, местами нависающий над зеркалом озера.

В литологическом отношении Норадузскую свиту можно подразделить на две подсвиты.

Нижняя подсвита представлена галечниками, состоящими из хорошо окатанных обломков андезитов, андезито-базальтов и других вулканических пород, с небольшими линзами и карманами пемзово-песковых и глинистых материалов. В верхней подсвите преобладают вулканические пески и пемзово-пепловые материалы с хорошо развитой косой слоистостью. В виде отдельных пачек встречаются также галечники и шлаковые лавы андезито-базальтового состава.

Норадузская свита, в отличие от нижележащих других свит Сарыкаинской толщи, гораздо более слабо дислоцирована; пласты ее под углом 5—7° падают на ЮЗ и в районе Норадузской равнины покрываются лесовидными суглинками и другими пролювиально-делювиальными образованиями.

<sup>1</sup> Л. А. Варданянц, О пемзовых песках Элара (Армения) Докл. АН Арм. ССР, т. X, № 4, 1949.

Свита эта не имеет непосредственного контакта с другими более древними свитами Сарыкаинской толщи и поэтому трудно говорить об их стратиграфическом соотношении. Однако, учитывая факты нахождения в гальках Норадузской свиты многочисленных обломков пород из более древних горизонтов Сарыкаинской толщи, а также более слабую ее дислокированность по сравнению с другими свитами, можно не сомневаться в том, что она по возрасту моложе остальных и при этом залегает на более древних свитах Сарыкаинской толщи со значительным стратиграфическим перерывом.

По генезису Норадузская свита, несомненно, пролювиальная и породы ее являются продуктами выноса мощных рек, в частности Палеогаврагета, впадающего в Палеосеван.

По условию образования Норадузская свита очень напоминает покровные Советашенские галечники Приереванского района, возраст которых в общем определяется как верхний плиоцен—нижний постплиоцен (апшерон—Баку).

Эти галечниковые образования (советашенские и норадузские) являются продуктами размыва мощной вулканогеннообломочной толщи нижне-среднеплиоценового возраста, слагающей район Гегамского вулканического массива. После среднего плиоцена произошла дислокация этой толщи и в результате последующего поднятия, в верхнем плиоцене, сформировалось Гегамское антиклинальное выпучивание. С этого же времени начался процесс размыва указанной вулканогенно-обломочной толщи, слагающей Гегамское антиклинальное поднятие. Продукты этого размыва накопились в депрессионных зонах, расположенных к восток—северо-востоку от указанного поднятия (т. е. в бассейне Палеосевана) и к запад—юго-западу от него—в Приараксинской зоне.

Остается пока еще неясным стратиграфическое положение Манычарских лав (типа А, по К. Н. Паффенгольцу) и, в частности, соотношение их с Норадузской свитой. Эти лавовые покровы отчетливо погружаются в сторону озера Севан и у с. Норадуз они уходят под аллювиальные отложения Гаврагета. Несомненно, что эти лавы древнее тех галечников, которые обнажаются у кладбища с. Норадуз. Однако соотношение этих галечников с галечниками Норадузской свиты остается еще не выясненным. По Е. Е. Милановскому, галечники Норадузского кладбища и Норадузской свиты синхронные, и на этом основании он считает, что лавы типа А являются более древними образованиями, чем отложения Норадузской свиты.

Такую точку зрения указанного исследователя, по нашему мнению, нельзя считать доказанной и для разрешения этого вопроса требуются дополнительные исследования.

### III. К тектонике Сарыкаинской толщи

Плохая обнаженность пород Сарыкаинской толщи и широкое распространение постплиоценовых лавовых покровов, маскирующих структуры более древних отложений, не позволяют произвести детальное описание тектонической структуры района. Отдельные, изолированные друг от друга выходы осадочных пород дают возможность наметить только общие черты тектонического строения Сарыкаинской толщи.

На участке с. Арцвакар (Кишляг)—Норадуз вырисовываются по крайней мере три антиклинальные складки, протягивающиеся почти параллельно друг другу по направлению с юго-востока на северо-запад.

Наиболее южная из этих складок хорошо обнажается на берегу озера, ок. 6 км к юго-востоку от с. Арцвакар, у развалин церкви. Здесь в сводовой части антиклинали обнажаются пластиы второй свиты Сарыкаинской толщи, которые по крыльям складки несогласно покрываются песчано-пемзово-диатомитовой свитой верхнего плиоцена. На юго-западном крыле антиклинали пластиы имеют падение на ЮЗ  $230^{\circ}$  под углом  $30^{\circ}$ , а на северо-западном крыле ее падение пластов становится СВ  $50^{\circ}$  под углом  $25—30^{\circ}$ .

Пластиы, обнажающиеся в замковой части складки и относящиеся ко второй свите, дислоцированы более интенсивно и при этом местами составляют мелкую, второстепенную складчатость.

Расстояние между крыльями складки, сложенными третьей свитой Сарыкаинской толщи, составляют около 300—400 м.

Таким образом, вырисовывается небольшая, почти симметричная антиклинальная складка.

На расстоянии всего нескольких сотен метров от берега озера, по направлению к западу и северо-западу пластиы описанной антиклинальной складки скрываются под мощным покровом четвертичных андезито-базальтовых лав. Это обстоятельство не позволяет судить о продолжении этой складки в северо-западном направлении.

Повидимому, ее непосредственным продолжением является антиклинальная складка, обнажающаяся у с. Арцвакар. Здесь в более глубоко размытой замковой части складки выступает первая, наиболее древняя свита Сарыкаинской толщи, представленная гипсоносными глинами с мшанковыми рифовыми и гастроподовыми известняками.

К северо-востоку от описанной антиклинали вырисовывается синклинальная складка, за которой к северу следует вторая, маленькая антиклиналь с более крутым юго-западным крылом (с падением пластов под углом  $60—70^{\circ}$ ) и пологим северо-восточным крылом. Севернее этой антиклинали расположена довольно плоская и широкая синклиналь, ось которой проходит в северо-западном направлении по западной окраине с. Норадуз.

Данная синклинальная складка, составляющая плоско-вогнутую Но-

радузскую равнину, выполнена лесовидными суглинками и пролювиально-делювиальными наносами, которые несогласно перекрывают различные горизонты пород Сарыкаинской толщи.

К востоку и северо-востоку от Норадузской синклинальной складки расположена третья, сравнительно более крупная антиклиналь, юго-западное крыло которой составляет Норадузскую галечниково-песчано-пеллевую свиту. Пласти последней под углом 5—7° падают на ЮЗ и в районе Норадузской равнины погружаются под аллювиально-пролювиальные наносы Гаварагета. Северо-восточное крыло описываемой антиклинали сброшено и скрыто под озером Севан.

Формирование пликативных структур района является результатом ряда тектонических фаз, происходивших в верхнетретичное и в постплиоценовое время. Тектонические и стратиграфические несогласия намечаются между первой и второй, второй и третьей свитами, а также между третьей и четвертой свитами. Эти данные свидетельствуют о тектонических фазах, протекавших на рубежах верхнего миоцена и нижнего плиоцена, среднего и верхнего плиоцена, а также на границе верхнего плиоцена и постплиоцена. Дислоцированность Норадузской свиты свидетельствует о тектонических движениях, происходивших в постплиоценовое время.

Исключительно велика роль сбросовых дислокаций в структуре района и в создании современного облика основных форм рельефа последнего. Фиксируемые здесь дизъюнктивы являются по возрасту очень молодыми и секут породы плиоцена и постплиоцена. Таким образом, можно говорить о новейших тектонических движениях (неотектоника), интенсивно проявившихся в бассейне озера Севан.

Эти сбросовые дислокации образовались, повидимому, на фоне более крупных, регионального характера колебательных движений, происходивших в районе Гегамского антиклинального поднятия и примыкавшей к ней с северо-востока Севанской котловины.

Важно отметить, что сбросовые нарушения описываемого района имеют в основном северо-западное (местами ближе к меридиональному) простирание, что соответствует простиранию вышеуказанных крупных структурных единиц бассейна озера Севан.

Таким образом, можно предположить, что поднятие Гегамского массива и относительное опускание котловины озера Севан сопровождались образованием ряда сравнительно мелких ступенчатых сбросов, расположенных, в основном, в граничном районе между этими двумя структурными зонами.

Крупный сброс северо-западного простирания с амплитудой ок. 50 м развит у Сарыкаинского мыса, обусловивший здесь образование высокого, почти вертикального обрыва, сложенного Норадузской песчано-пеллево-галечниковой свитой. На этой сбросовой линии расположен не-

большой свежий вулканический конус (лавы типа Е, по К. Н. Паффенгольцу) с хорошо сохранившимся кратером в вершинной части.

Кроме указанного сброса в Норадузской свите развит ряд мелких, ступенчатых сбросовых нарушений с амплитудой в общем от 1 до 8 м. Большой сброс, с амплитудой ок. 100 м, проходит по западному обрывистому краю четвертичных лав типа А по линии гор. Нор Баязет—с. Кармир—с. Гегаркуни. Другая сбросовая линия проходит параллельно вышеуказанной по берегу озера Севан, ок. 6 км юго-восточнее с. Арцвакар.

Повидимому, довольно крупный сброс проходит по осевой части Норадузской синклинали, к востоку от с. Арцвакар, обусловивший необычную для района сильную дислоцированность диатомитов и диатомитовых глин. Пласти последних местами стоят наголову.

Таким образом, на переходном участке от северо-восточного склона Гегамского вулканического массива к озеру Севан отчетливо вырисовываются три сбросовые ступени.

Первая ступень составляет Манычарскую наклонную равнину, вторая—Норадузскую равнину, а третья ступень образует зеркало озера.

Гораздо более крупный сброс (или быть может тектоническая трещина), по нашему представлению, развит южнее района гор. Нор Баязет и проходит по линии г. г. Гехасар (М. Ак-даг)—Богу-даг. На этой линии крупного тектонического нарушения расположены десятки центров вулканических излияний, в большинстве случаев с хорошо сохранившимися кратерами на их вершинных частях.

Отмеченное тектоническое нарушение расположено приблизительно по осевой линии Гегамского поднятия. На северо-западном продолжении последнего, в районе гор. Севан—с. Варсер (Чирчир) зона молодого поднятия отчетливо вырисовывается дислокацией постплиоценового возраста пемзовых песков и пеплов, обнажающихся у Варсерского (Чирчирского) водопада.

Это молодое антиклинальное поднятие, как справедливо отмечает Л. А. Варданянц (4), обуславливает ненормальный (горбатый) эрозионный продольный профиль реки Раздан и врезание реки в глубокий каньон на участке гор. Севан—с. Варсер.

Эта антиклинальная перемычка разделяет верхнеразданский прогиб от Севанского.

Участок, расположенный между Гегамским поднятием и Арзаканским кристаллическим массивом, т. е. бассейн верхнего течения р. Раздан, по нашему представлению, является крупным недоразвитым грабеном, развившимся на месте древнего синклинального прогиба, существование которого намечается, по крайней мере, с сарматского времени.

Этот грабен с востока ограничивается вышеописанной тектонической линией, проходящей ближе к сводовой части Гегамского вулканического массива, а с запада—крупной сбросовой линией, проходящей приблизительно по реке Раздан на участке с. с. Н. Ахты—Бжни—Арзакан.

Кроме вышеописанных крупных дизъюнктивных нарушений в районе гор. Нор Баязет в области распространения постплиоценовых лав развита сеть сравнительно мелких сбросов с амплитудами от 0.5 до 10 м. На одном из этих нарушений, к северу от Нор Баязета, расположен вулкан позднечетвертичного возраста.

#### IV. Некоторые выводы

1. Приведенный выше фактический материал показывает, что Сарыкаинская толща, как в стратиграфическом, так и в тектоническом отношении не является единой, как это допускалось раньше предыдущими исследователями. В ней можно выделить по крайней мере четыре свиты, имеющие самостоятельное возрастное и палеогеографическое значение.

2. По возрасту Сарыкаинская толща в целом охватывает время от сарматского яруса верхнего миоцена и до нижнего постплиоцена включительно.

3. Важное палеогеографическое значение имеет установление сарматского возраста нижней свиты Сарыкаинской толщи. Этот факт дает основание утверждать, что северная граница распространения сарматской ингрессии в Армении проходила значительно севернее, чем предполагалось до этого.

Несомненно, что сарматские отложения бассейна озера Севан образовались вместе с синхронными образованиями Приереванского района в условиях единого опресненного морского водоема. Отсюда следует, что бассейн среднего и верхнего течения р. Раздан в сарматское время представлял область накопления осадков. Мы предполагаем, что сарматские стояния района Сарыкаинского мыса отлагались в северной прибрежной части среднесарматского бассейна.

Таким образом, становится очень вероятным нахождение сарматских отложений в бассейне среднего и верхнего течения р. Раздан, в особенности в восточной ее части, где они ныне скрыты под мощными лавовыми покровами плиоценового и постплиоценового возраста.

Данное заключение, кроме теоретического, имеет также и большое практическое значение.

4. Уточнение возраста и стратиграфии Сарыкаинской толщи представляет существенный интерес и для решения вопроса о происхождении озера Севан. Приведенные выше новые данные показывают, что зарождение части бассейна озера Севан началось еще с сарматского времени. В связи с этим можно допустить, что значительная западная часть котловины озера Севан в структурном отношении является унаследованной от сарматского времени. Однако мы считаем, что современная озерная чаща не является реликтом древнего озера (Палесевана) верхнемиоценового или плиоценового времени; она, по нашим представлениям, образовалась гораздо позже, после значительного перерыва в озernом режи-

ме, последовавшего после отложения Норадузской пеплово-песково-галечниковой свиты. Кроме того, геоморфологический анализ северо-западного побережья озера показывает, что современная озерная ванна образовалась гораздо севернее Палеосевана, на месте древней эрозионной долины. Глубокая часть Малого Севана точно соответствует наиболее глубоко размытой замковой части антиклинальной складки, протягивающейся по линии с. Цовагюх—мыс Артанышский.

В формировании современной озерной ванны крупную роль играло поднятие Гегамского хребта, обусловившее постепенное смещение озерной котловины к восток—северо-востоку.

Антиклинальное поднятие Гегамского массива обусловило поднятие в районе гор. Севан, в связи с чем прекратился сток воды из древней долины. Кроме того, в результате этих эпейрогенических движений, как уже говорилось выше, образовался ряд параллельных ступенчатых сбросов и тектонических трещин, обусловивших значительное опускание древней эрозионной долины и излияние огромного количества лав. Мощные потоки последних, стремясь от района Гегамского массива в древнюю речную долину и запруживая речные стоки, способствовали образованию озера.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абих Г., Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Орogr. и геолог. описание. Пер. Б. З. Коленко. Зап. Кавк. географ. общ., кн. XXIII, 1902.
2. Асланян А. Т., К вопросу о происхождении озера Севан. Изв. АН Арм. ССР, ест. науки, № 8, 1947.
3. Богачев В. В., Палеонтологические заметки. Тр. Азерб. фил. АН СССР серия геол., т. IX/39, 1938.
4. Варданянц Л. А., О происхождении озера Севан. Изд. АН Арм. ССР, 1948.
5. Габриелян А. А., Новые данные по колебаниям уровня озера Севан. Изв. АН Арм. ССР, № 5—6, 1944.
6. Дьяконова-Савельева Е. Н. и Афанасьев Г. Д., Геологические исследования в окрестностях Н. Баязета в 1930 г. Басс. оз. Севан (Гокча), т. III, в. 2, 1933.
7. Милановский Е. Е., Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан. Изв. АН СССР, сер. геол. № 4, 1952.
8. Паффенгольц К. Н., Бассейн озера Гокча (Севан). Геологический очерк. Тр. ВГРО, вып. 219, 1934.
9. Паффенгольц К. Н., О происхождении озера Севан (Армения), Ван (Анатолия) и Урмия (Иран). Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1950.

М. С. ЮЗБАШЕВ и А. П. ДЕМЕХИН

## ДЖАДЖУРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЛИГНИТА

### (Работа первая)

Джаджурское месторождение лигнита в административном отношении входит в Гукасянский район Армянской ССР.

Расположено оно на северных отрогах Есаульского хребта.

Первые геологоразведочные работы на месторождении были произведены в 1929 г. Горным отделом СНХ Армении горным инженером И. А. Тарайном. Уже эти первые разведочные работы установили наличие нескольких пластов лигнита, дислоцированность всей угольной толщи и невысокое качество угля. Тогда же были, ориентировочно, подсчитаны его запасы.

Разведочные работы, проведенные позднее, в 1930, 1932 гг., позволили проследить некоторые пласты угля на протяжении 500 м по простиранию и оконтурить площадь распространения угленосной толщи. Эти же работы создали тогда неправильное представление о характере залегания угля, в силу которого установился взгляд на переслаивание угленосной свиты с туфогенами, что совершенно меняло перспективы месторождения и позволяло предполагать о распространении угля на значительной площади.

Однако последующие работы 1933 и 1939 гг. этот взгляд не подтвердили.

В свете полученных данных геологическое строение этого участка рисуется в следующем виде.

Древнейшими породами являются туфогены и порфиры, слагающие всю холмистую горную систему, в пределах которой расположено месторождение угля. По возрасту эта толща вулканогенных пород относится к среднему эоцену. Указанные породы получают большое распространение и за пределами месторождения; так, на южном склоне Есаульского хребта они согласно перекрывают известняки верхнего мела, обра-

зующие антиклинальную складку, вытянутую в широтном направлении и залегающую в основании самого хребта.

Порфиры имеют зеленовато-серый цвет, с красноватым оттенком, получающимся за счет окисления магнетита, который является в данном случае акцессорным минералом. Порфиры грубозернисты и содержат крупные вкрапленники полевых шпатов. Под микроскопом они обладают структурой, близкой к офитовой. Основная масса состоит из мелких кристаллов плагиоклаза (ряда андезина) и кварца. Среди вкрапленников крупные зерна плагиоклаза, андезин-лабрадора, из пироксенов—авгит.

По данным П. П. Гамбаряна, угленосная толща, оконтуривается на западе, востоке и юге порфирами, а с севера туфогенными породами, причем порфиры, ограничивающие месторождение с востока, при своем продолжении к западу, постепенно погружаются, подстилая угленосную толщу, в то время как порфиры с западной стороны круто опускаются вниз, резко ограничивая площадь распространения угленосной толщи на запад. Туфогены северной окраины участка и порфиры на юге образуют северный и южный борт котловины, погружающейся к западу, которая выполнена угленосной свитой пород.

До настоящего времени неясны взаимоотношения туфогенных пород с порфирами в пределах указанной котловины.

В основании угленосной свиты залегают зеленые глины, образовавшиеся за счет разрушения туфогенно-порfirитовых пород, переходя ниже в обычные порфиры.

Над указанными глинами располагается угленосная свита, представленная серией перемежающихся между собой глинистых сланцев темносерого цвета, прослоек беловато-серых известняков и, наконец, пластов сажистого и кускового лигнита.

Вся эта толща имеет хорошо выраженную слоистость и сланцеватость, во многих случаях отдельные пласти глинистых сланцев и глин содержат растительные остатки и раковинки пресноводных моллюсков и гастропод.

Общее простижение этой толщи северо-восточное ( $20-40^{\circ}$ ) с падением на СЗ под углом от  $20^{\circ}$  до  $55^{\circ}$ .

В возрастном отношении порфиры и туфогены, как было отмечено, относятся к среднеэоценовому времени. Фауна моллюсков, встречаенная в глинистых сланцах, по определению В. В. Богачева, принадлежит к чрезвычайно близким формам, характеризующим верхне-миоценовые или нижне-плиоценовые слои. Изредка встречаются остатки пресноводных рыб.

Одновременно с геологоразведочными работами шло и изучение качества джаджурского угля в нескольких научно-исследовательских институтах и лабораториях Союза и республики.

В результате разведочных работ был составлен разрез (Байчоров

Х. К), согласно которому месторождение насчитывало 16 согласно залегающих пластов угля, из них 7 кускового лигнита, а 9 так называемых «сажистых» углей.

Наиболее спорным оказался вопрос о качестве угля. Некоторые исследователи склонялись к тому, что эксплуатировать месторождение будет не целесообразным из-за чрезвычайно низкого качества угля.

Несмотря на продолжительность разведочных работ, изучение геологии месторождения удалось завершить лишь с эксплоатацией месторождения, которая была начата в 1942 году.

В тяжелые годы Отечественной войны шахта смогла значительно облегчить трудности топливоснабжения республики.

Эксплоатационные работы значительно уточнили геологию участка и раскрыли внутреннюю суть этого небольшого, но сложного и интересного в тектоническом отношении месторождения. Была освещена область совершенно не затронутая предшествовавшими исследованиями, а именно, его тектоника. Последняя является важнейшим фактором при решении вопроса о пригодности месторождения для эксплоатации, ибо она может внести такие изменения в элементы залегания, что разработка его подчас может стать почти невозможной.

Вскрытие месторождения было произведено разведочно-подготовительной штольней, явившейся впоследствии и главной откаточной.

На расстоянии 65 м (от устья) она пересекла промышленный пласт № 2, а через 85 м был пересечен пласт № 6. Пласти 1, 3, 4 и 5 по очередности были также пересечены, но ввиду их непромышленного характера по маломощности не описываются и не показываются на чертежах.

Вслед за пластом № 6 на расстоянии 15 м от него было встреченено крупное нарушение с простиранием, меняющимся в СВ румбе, и падением на СЗ под углом в 44—45°. За этой трещиной был встречен пласт № 7 в первоначальной нумерации.

Трещина эта долгое время не привлекала внимания, пока не был пересечен пласт № 8 в 40 метрах от № 7.

В кровле пласта № 8 был отмечен слой ракушечника мощностью 25—30 см, ранее встречененный в кровле пласта № 6. Только после обнаружения этого факта, вернувшись к исследованию трещины-разлома и изучению подстилающих и покрывающих пород. Оказалось, что месторождение это имеет два промышленных пласта № 2 и № 6, за которыми после разлома они повторяются вновь в той же очередности. Второе повторение пласта № 6 (6—2 бис) было через 80 м от первого и, наконец, третье повторение его было в забое штольни, недалеко от взбросовой трещины «i» (фиг. 1) в северо-западном углу месторождения. Пласт № 2 вторично повторяется у трещины «i» и отмечен был только в почве штольни. Дальнейших повторений этого пласта не было замечено.

Нарушения пластов между трещинами «i», «п» на чертеже не показаны. Картина на этом участке аналогична той, которая показана на

участке «в»—«и», с той только разницей, что число нарушений гораздо больше на участке «и»—«т». Если число нарушений отнести к расстоянию, то получим, что на участке между «б»—«и» трещины чередуются в среднем через каждые 11.0 м, на участке «и»—«к» через 7.0 м и, наконец, на участке «к»—«т», через каждые 4.0 м, т. е. число нарушений увеличивается по мере приближения к северо-западной границе месторождения.

Вот общая картина тектоники этого небольшого угольного месторождения, значительно осложнившей систему его разработки.

В своем отчете о геологоразведочных работах на Джаджурском месторождении лигнита и поисково-разведочных работах в Дузкендском, Гукасянском и Амасийском районах Армянской ССР (Ереван, 1939) инженер-геолог Байчоров Х. К., описывая сажистые угли, отмечает:

«2. Сажистый черный лигнит с примесью глины, по качеству хуже, чем кусковой лигнит; некоторые пласти имею коричневый цвет».

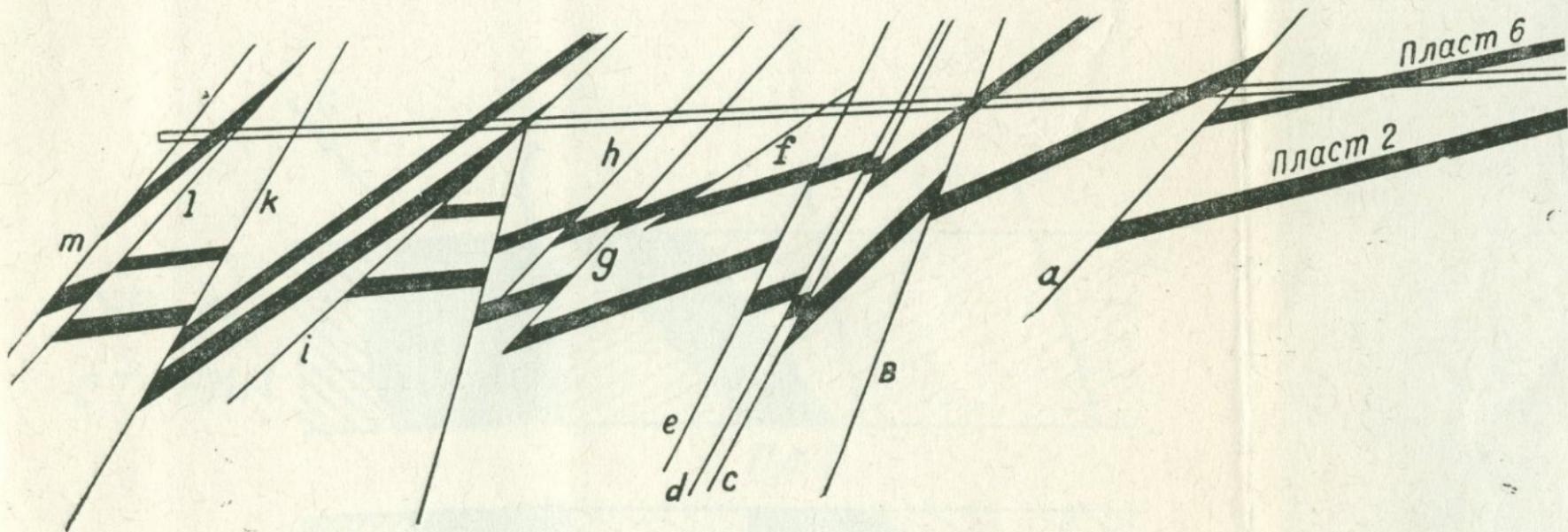
По сути дела, описываемый сажистый уголь, повидимому, является тем же бурым углем, перемятым тектоническими процессами. Перемягание это особенно четко наблюдается на отдельных близких к трещинам, участках. С удалением от трещин в пласте «сажистого угля» начинают попадаться включения кускового угля (последнее повторение пласта № 6).

Наличие же глины в «сажистых» углях явление вполне естественное, ибо смятию подвергались не только пласти угля, но и боковые породы (глины), следовательно, перемешивание их должно было иметь место.

Ярким примером, подтверждающим изложенное, является разрушение пласта № 6, встреченного по штольне и квершлагу четвертый раз (3-е повторение), недалеко от взбросовой трещины в северо-западном углу месторождения. Из вертикального разреза по северо-восточной стенке (фиг. 2) видно, на расстоянии от трещины «а» до трещины «f», т. е. на протяжении 22 м имеется 6 зафиксированных трещин, из них «а» и «в», видимо, на пласт № 2, повторяющийся на всем протяжении штольни и квершлага 3 раза, не оказали влияния, по крайней мере, на горизонте квершлага. Пласт этот № 2 на юго-западной стенке квершлага стоит ниже, чем на северо-восточной, иначе говоря, имеет склонение ЮЗ, последнее, конечно, не есть правильное, нормальное, в обычном представлении склонение, а искусственно созданное нарушениями. Далее пласти №№ 3, 4 и 5, повторяющиеся так же, как и пласт № 6, четвертый раз, почти не нарушены, а лишь изогнуты по кривой трещины «с». Трещины «d», «e» и «f», отмеченные на протяжении 6 метров, смяли в полном смысле слова этот пласт. На следующем участке между «е» и «f» также смят пласт, а у забоя в плане и в разрезе контуры пласта обозначены дугами, стало быть, приобретают шарообразную форму.

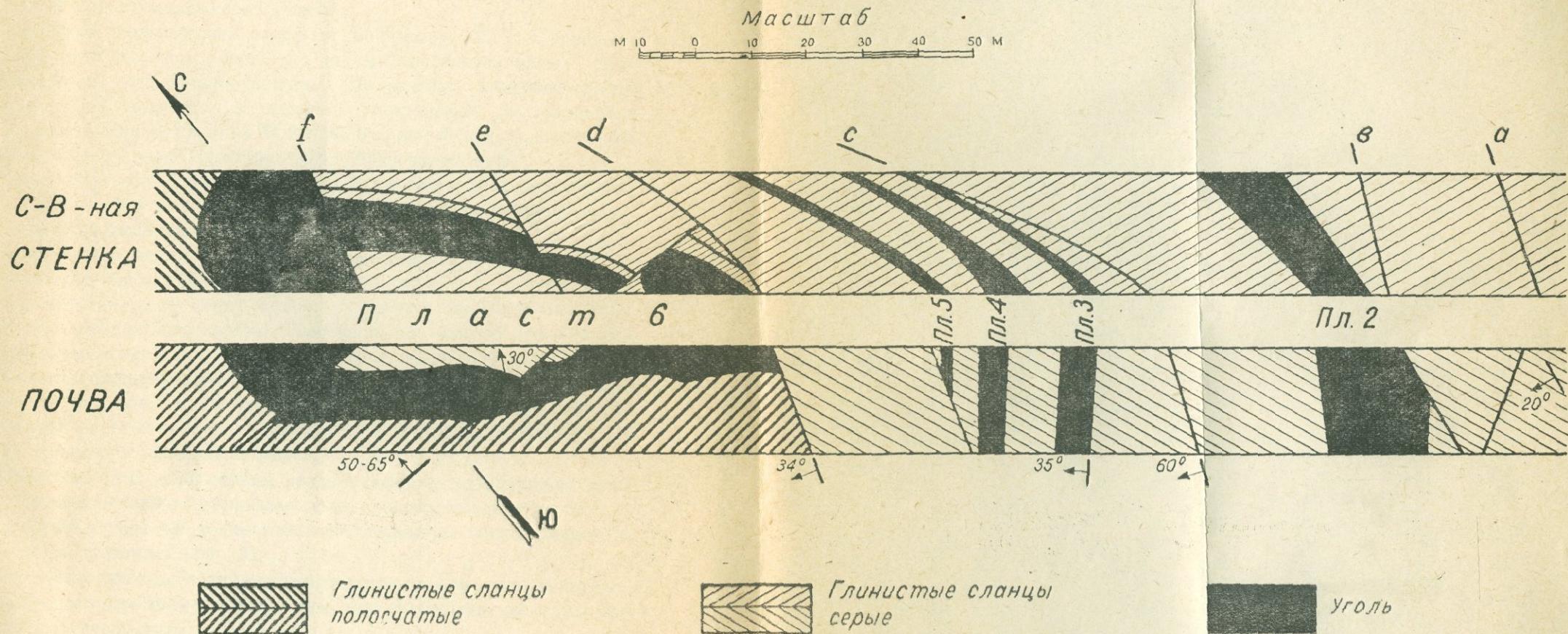
Такое перемягание пород и пластов как в северо-западной оконечности мульды, у границы поля, больше нигде на всем протяжении штольни и

СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ



Фигура 1.

ДЕФОРМАЦИЯ ПЛАСТА 6  
в северо-западной части месторождения



Фигура 2

квершлага отмечено не было. Описанное состояние пласта № 6 недалеко от порфиритов, т. е. границы месторождения, не позволяет ожидать дальнейшего его улучшения.

Еще больших нарушений следует ожидать по пласту № 2. Пласт этот, являясь нижележащим по отношению к пласту № 6, в своих глубоких горизонтах попадает в сферу действия наибольших тектонических сил.

Проектировать разработку самого нижележащего в мульде «слепого» пласта, показанного на фиг. 3 и 4, не следует, ибо он по падению обладает незначительными размерами, а близость его к порфириям и разломам не дает гарантии в его сохранности.

Описанный геологический разрез по Байчорову Х. К. в сравнении со схемой (фиг. 1), построенной по данным эксплоатационных работ не имеет даже отдаленного сходства. По разрезу инженера-геолога Байчорова Х. К. значится 16 пластов. Фактически же установлено два промышленных пласта—№ 2 и № 6 и целый ряд их повторений, сажистых же углей, как самостоятельных образований, нет.

Прилагаемая фиг. 1 дает достаточно ясное представление о тектонике этого небольшого угольного бассейна, геологическая история которого схематически рисуется в следующем виде.

Джаджурское месторождение лигнитов представляет собой небольшой замкнутый бассейн. Сама чаша сложена средне-эоценовыми порфириями и туфогенами. В конце миоцена создаются благоприятные условия для образования пресноводных бассейнов, получающих довольно широкое развитие в пределах этого района, судя по мелким проявлениям угленосности соседних участков. В пределах Джаджура также развивается бассейн, в котором отлагаются осадочные породы с своеобразной растительностью и пресноводной фауной, характерной для верхнего миоцена и нижнего плиоцена.

Отложению этих образований предшествовали тектонические подвижки, соответствующие пиренейской фазе альпийской складчатости, в силу чего слои угленосной толщи лежат несогласно на подстилающих их порфириях и туфогенах (фиг. 3).

Вновь тектонические подвижки охватывают уже существующий бассейн в более позднее время, в результате чего отложившиеся осадки выходят из-под уровня воды.

Возможно, последующие орогенические движения вносят ряд существенных изменений в жизнь этого участка, глубокие тектонические перемещения захватывают как самую чашу, так и угленосную толщу, причем к этому времени можно отнести образование как взбросов и сбросов, разбивающих угленосную толщу, так и появление западного борта чаши, представляющего, повидимому, плоскость нарушения меридионального простирания, разбившего весь образовавшийся бассейн на две части—

одну, сохранившуюся ныне часть бассейна и вторую—поднятую вверх, являющуюся продолжением бассейна на запад (фиг. 5).

В последующее время наступает период интенсивной денудации, благодаря которой поднятые участки угольного бассейна размываются, в то время как пониженные части бассейна сохраняются до наших дней.

Такова общая краткая схема образования и развития Джаджурского месторождения.

Остановимся кратко на петрографической характеристике описываемых углей.

Как было отмечено уже выше, заложенная главная штольня вскрыла пласти угля за №№ 2, 3, 4, 5 и 6.

Пласт № 1 не был вскрыт штольней и остался ниже подошвы выработки.

Из описанных угольных пластов эксплуатируются два—2-й и 6-ой.

Петрографическое описание углей было произведено в 1945 г. в лаборатории ВИМС С. Н. Наумовой, ранее было дано краткое описание трех образцов И. Э. Вальцем (ЦНИГРИ).

По данным С. Н. Наумовой, угли Джаджурского месторождения представлены двумя типами:

тип I—полублестящий однородный уголь,

тип II—полуматовый штриховатый уголь.

### Тип I—Полублестящий однородный уголь

Макроскопически уголь черного цвета, хрупкий, полублестящий, при выветривании поверхность становится матовой, однородной или неясно тонкополосчатой. Излом прямой, с тенденцией к раковистому.

Макроскопически уголь красно-бурового цвета. Преобладает краснобурая витrenoобразная основная масса, представляющая собой сильно гумифицированные стеблевые элементы растений.

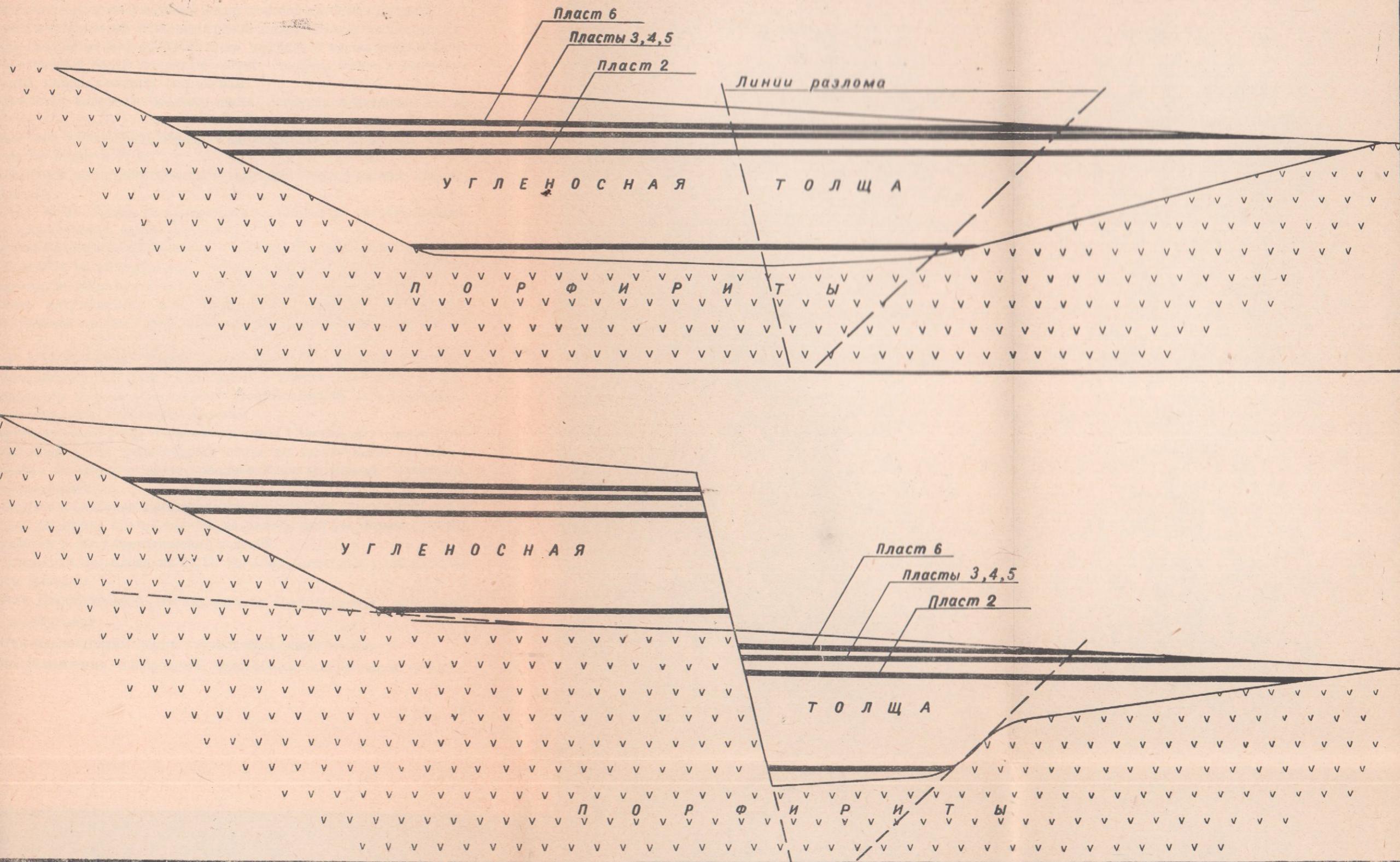
Оболочки спор и пыльцы желтого цвета, очень тонкие и мелкие, встречаются в незначительном количестве и довольно равномерно распределены в основной гумусовой массе.

В некоторых образцах наблюдается в значительном количестве желтого цвета кутикула. Единично наблюдаются водоросли светло-желтого цвета, как в виде округлых телец, так и в виде цепочек, состоящих из мелких круглых образований.

Кроме того, имеется примесь микрофауны, представленной, по определению В. Н. Маслова, спикулами губок и остракодами. На горизонтальных шлифах спикулы губок имеют вид тонких прозрачных иголочек.

На вертикальных разрезах они представлены прозрачными, округлыми точками, довольно равномерно рассеянными в гумусовой витrenoобразной массе.

СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ ДЖАДЖУРСКОГО УГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ



Фигура 3 и 4

## Тип II—Полуматовый, штриховатый уголь

Уголь черного цвета, плотный и крепкий, полуматовый, переходящий местами в матовый. Излом угловатый, штриховатый с линзами витрена.

На горизонтальной поверхности иногда наблюдается в значительном количестве микрофауна в виде очень мелких белого цвета образований, принадлежащих, по определению В. Н. Маслова, к остаткам остракод и спикулам губок.

Микроскопически полуматовый уголь состоит из бурокоричневой основной массы с примесью тонкодисперсной глины. В значительном количестве примешаны мелкие оболочки спор, пыльцы, а также микрофауна, в виде прозрачных белых тонких иголочек—спикулы губок и овальных образований, принадлежащих остракодам.

Встречаются водоросли желтого цвета, кутикула и единично линзы витрена.

Кроме того, в некоторых образцах наблюдаются минеральные зерна, как-то: кварц, пирит и т. д.

Остановимся на петрографическом описании отдельных образцов угля по пластам.

Пласт № 2 — Уголь полублестящий, с прослойми полуматовыми, структура штриховатая, излом угловатый.

Микроскопически полублестящий уголь представляет собой кларен с хорошо развитой витrenoобразной массой с незначительной примесью кутикулы, смолы, оболочек спор и пыльцы, а также спикул губок.

Прослои полуматового угля представлены дюреном. Последний слагается зольной глинисто-гумусовой массой с большой примесью спикул губок.

Пласт № 6 — Уголь черного цвета, хрупкий, с прямым, с тенденцией к раковистому, изломом, однородный, с неясно выраженным линзами, полосками и штрихами витрена. Полублестящий, при выветривании поверхность угля становится матовой.

Микроскопически уголь кларенового типа. Преобладает витrenoобразная основная масса красно-бурого цвета, со значительной примесью битуминозных тел желтого цвета—оболочек спор и пыльцы, кутикулы, смолы и водорослей.

Приведенное описание позволяет еще раз сделать заключение, что в пластах под индексом бис имеем те же пласти той же первой свиты, повторяющиеся в силу тектонических условий.

На основании исследований С. Н. Наумова, приходим к следующим отдельным выводам.

1. Угли Джаджурского месторождения битуминозные, невысокой степени углефикации.

2. Угли представлены двумя петрографическими типами:

а) полублестящим, однородным, клареновым, малозольным углем,

б) полуматовым, дюреновым зольным углем, причем в основном угли слагаются полублестящим клареновым углем. Полуматовый дюреновый уголь образует прослои небольшой мощности среди полублестящего угля.

3. В генетическом отношении полублестящий клареновый уголь представляет собой отложения сильно обводненных топянных болот.

Уголь состоит в основном из стеблевых тканей, которые отличаются сильной степенью гелефикации с примесью водорослей и иногда микросфауны.

Полуматовый дюреновый уголь образовался в результате водных инвазий, приносивших минеральные вещества и микрофлору.

Образование углей происходило автохтонным путем в условиях обширных топянных болот.

С. Н. Наумова считает также, что описанные пластиы угля Джаджурского месторождения не охватывают всех типов углей, т. к. исследованные угли являются характерными для нижних частей стратиграфического разреза угленосной толщи и «угли верхних частей стратиграфического разреза угленосной толщи должны быть представлены углями со значительной примесью фюзена (фации мало увлажненных болот), благодаря чему они должны резко отличаться как по петрографическим, так и по химическим свойствам».

Последнее замечание, возможно, относится к тем сажистым прослойкам угля, которые лежат стратиграфически выше и в силу их неизученности исключены.

Остановимся на качественной характеристике угля.

Физико-химическое определение джаджурского угля действием горячего раствора едкого кали и разбавленного раствора горячей азотной кислоты показали, что он относится к типу бурых углей. Это подтверждается также повышенной гигроскопичностью его (16.6—18.4 %) и коричневой чертой на фарфоре.

Первые же дни эксплоатации показали, что джаджурский уголь чрезвычайно нестойкий к атмосферным воздействиям и быстро выветривающийся.

Выветривание, как правило, начиналось с появления по всей поверхности угля продольных и поперечных волосяных трещин с одновременной потерей блеска. Расстояние между этими трещинами определялось в несколько миллиметров. В дальнейшем уже шло разрушение по этим трещинам вплоть до превращения в мелочь размерами 0—5 мм. Продолжительность этого процесса была различная, в зависимости от времени года. Летом она колебалась от 10 до 15 дней, а на протяжении всей зимы процесс выветривания охватывал лишь 15—20 см глубины штабеля.

В годы эксплоатации, с целью сохранения угля на складах потреби-

телей, были оборудованы крытые помещения, где штабелированный уголь покрывался еще соломой.

Этими мерами, применявшимися в годы войны, удалось достигнуть значительных результатов по сохранению угля к зиме.

Нестойкость джаджурского угля к атмосферным воздействиям значительно снизила его ценность.

Не будучи в естественном виде транспортабельным, потребление его ограничилось близлежащими районами. Кроме этого, проявления аналогичных углей в этих же районах уже не привлекают к себе внимания по той же причине.

Поднять ценность этих углей путем улучшения их транспортабельности и уменьшения потери в мелочи является важной народнохозяйственной задачей, в особенности для республики, не обладающей большими топливными ресурсами.

Для достижения этой цели считаем, что наиболее рациональным способом, практически достижимым, является брикетирование.

Интенсивность разрушения джаджурского угля показана в таблице изменения гранулометрического состава в зависимости от времени хранения его.

Наблюдения за изменением гранулометрического состава производились через каждые пять дней над пробой угля, которая хранилась в закрытом помещении, где поддерживалась постоянная температура 20°C.

Этот режим хранения испытуемого угля считается необходимым для получения независимых и сравнимых результатов.

Таблица 1

Изменение гранулометрического состава джаджурского бурого угля  
в зависимости от времени хранения его

С о с т а в % %						
классы в мм	начал.	через 5 дн.	через 10 дн.	через 15 дн.	через 20 дн.	через 25 дн.
0— 10	24,3	25,1	26,9	29,5	34,0	43,0
10— 60	54,5	55,1	56,6	60,7	66,0	57,0
60—100	21,2	19,8	16,5	9,8	—	—
Всего	100	100	100	100	100	100

Исследования же химического состава джаджурского угля в годы разведки месторождения были произведены различными лабораториями из 63 проб. В 1943 г. Химический институт Академии наук Арм. ССР и Армянское Геологическое управление вновь исследовали его на 53 пробах.

Средние данные химических анализов всех 116 проб приводятся в таблице 2.

Показанный нами преобладающий ингредиент пласта № 2 дюрен и пласта № 6—витрен заимствован из работы С. Н. Наумовой.

Необходимо отметить, что повторная проверка шлифов угля пласта № 2 не показала наличия дюрена, а имели кларен. Тем не менее изменить результат исследования С. Н. Наумовой и заменить в таблице дюрен клареном мы не решились, т. к. наше петрографическое исследование, ограниченное двумя шлифами, не могло быть достаточным для этого.

Таблица 2  
Количественная характеристика джаджурских бурых углей

Показатели	Пласт № 2	Пласт № 6
Тип угля	бурый сланцеватый	бурый слоистый
Преобладающий ингредиент	дюрен	витрен
Влага естественная	30,07	38,10
„ воздушно-сухой массы	18,41	16,58
Зола в воздушно-сухой массе	24,46	12,50
Сера общая	2,84	2,18
Теплотворная способность	39,38	51,78
Выход первичной смолы (дегтя)	3,29	3,68
Содержание углерода	40,1	62,5
Действительный уд. вес	1,56	1,40
Кажущийся уд. вес	1,36	1,20
Объемный вес	1,047	0,949

Содержание углерода в органической массе заимствуется из отчета по теме: «Исследование углей Джаджурского месторождения» действ. члена АН Арм. ССР В. И. Исагулянца и Т. А. Азизян.

Согласно данным указанного отчета, содержание углерода в пласте № 2—40,1% и в пласте № 6—62,5% (на орган. массу).

Из того же источника заимствуются также данные по выходу смолы и удельному и объемному весу.

В заключение приходится еще раз отметить, что Джаджурское месторождение угля, небольшое по своим размерам и запасам, прожило длинную стадию разведочных работ, так и не уяснивших его сути до начала эксплоатации, в то время, как данное месторождение, и аналогичные, ввиду ограниченности топливных запасов в республике должны были бы привлечь к себе большее внимание.

М. С. ЮЗБАШЕВ

## ИССЛЕДОВАНИЕ БРИКЕТИРУЕМОСТИ БУРОГО УГЛЯ ДЖАДЖУРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АРМЯНСКОЙ ССР

(Работа вторая)

На шахтах, добывающих уголь, а также на предприятиях, потребляющих его, нередко накапливается в виде отходов большое количество мелочи (от 0 до 5 мм). Особенно велики эти отходы на газогенераторных станциях, где они доходят до 30—40% от общего количества потребляемого угля. С ростом промышленности, естественно, растет и количество этих отходов.

Сжигание пылевидного топлива требует специальной установки, отсутствующей на большинстве предприятий. Поэтому брикетирование этой мелочи, т. е. окускование ее, дающее возможность использования их, приобретает большое народнохозяйственное значение.

Еще большее значение для народного хозяйства имеет брикетирование бурых углей, которые, отличаясь большой нестойкостью к атмосферным воздействиям, обуславливающих их нетранспортабельность, не могут найти широкого применения. Поэтому в естественном виде бурый уголь относится к категории низкосортного топлива, а будучи превращен в брикеты становится высокосортным кусковым топливом.

Отходы каменного угля, а также коксовой мелочи брикетируются со связывающим веществом при невысоком давлении и решение задачи, в этом случае, сводится к подбору дешевого, местного связывающего материала.

Иначе обстоит дело с брикетированием бурых углей, которое производится без связывающего материала при высоком давлении и имеет несколько сложную технологию, которая будет нами рассмотрена ниже.

Таким образом, задача, которую ставит брикетирование, это уменьшение потерь, что в свою очередь является борьбой за качество.

В дореволюционной России, по причине ее общей технической от-

сталости, в частности и коксовой промышленности, поставлявшей каменноугольный пёк (в то время брикетирование производилось на связующем) и отсутствия соответствующего машиностроения, брикетное производство было наиболее отсталой отраслью. Развитие ее начинается только после Великой Октябрьской революции. Теперь, наряду с развитием промышленности, широко ставятся и исследования в этой области.

Процесс брикетирования бурого угля сводится к следующим операциям:

1. Дробление исходного материала до определенных размеров, зависящих от строения его. Землистого типа угли, мягкие, легко деформирующиеся под прессом, допускают применение размеров—6 мм. Крепкие угли требуют более тонкого измельчения, иногда до одного и меньше мм.

Достигается дробление на молотковых дробилках.

2. Сушка исходного материала до определенной влажности, зависящей от степени измельчения и величины давления пресса. Процесс этот производится в тарельчатых или барабанных сушилках при температуре от 60 до 90°Ц.

3. Охлаждение исходного материала до 50—60°Ц перед прессованием.

4. Прессование на штемпельных или кольцевых прессах (в зависимости от назначения брикетов).

На кольцевых прессах получаются брикеты весом до 60—70 г и пригодны для употребления в промышленных топках. Флотский же брикет требуется весом в 11 кг, который может быть изготовлен только на штемпельном прессе.

После прессования брикеты на пути от пресса до склада подвергаются охлаждению.

Определение брикетируемости бурых углей в лабораторных условиях весьма сложный процесс и сводится к подысканию оптимальных параметров (крупности, влажности, температуры и величины давления прессования). Для этой цели испытуемый бурый уголь подвергается брикетированию при различных величинах указанных параметров, а затем по результатам испытания полученных брикетов находят наивыгодные величины их.

Испытания брикетов сводятся к определению механической прочности их и влагостойкости. Механическая прочность слагается из сопротивляемости на изгиб, сбрасыванию и истиранию. Влагостойкость определяется количеством поглощенной брикетом (в водной среде) влаги на единицу веса.

В течение 1950—1951 гг. Институтом Геологических наук АН Армянской ССР было произведено в лаборатории Института сооружений исследование брикетируемости джаджурского бурого угля.

Качественная характеристика этого угля и геология месторождения были ранее изучены рядом исследователей.

В процессе брикетирования бурых углей имеют большое значение зольность угля, снижающая качество брикетов и содержание смол, улучшающие их качество.

Уменьшить количество золы и увеличить смолистость брикетируемого угля в наших силах.

Общеизвестно, что чем меньше удельный вес угля, тем меньше и его зольность. Стало быть, если произвести расслаивание угля по уд. весу (фракционный анализ), то можно выделить легкие фракции с меньшей зольностью и направить их на брикетирование, а тяжелым фракциям (при их небольшом количестве в общем составе) найти другое, хотя бы местное, применение. То же самое можно произвести и со смолистостью.

Поэтому считаем, что необходимо перед определением брикетируемости бурого угля изучить его фракционный состав, иначе говоря, исследование вести комплексное—на обогатимость и брикетируемость.

Изучение фракционного состава джаджурского бурого угля показало, что при уд. весе хлористого цинка (тяжелая жидкость)=1,6 зольность всплывшей части составила 12,11%, а осевшей—37%. Результат по зольности весьма благоприятный, однако, выход всплывшей части=40%, настолько неблагоприятный, что смысл выделения малозольной фракции для брикетирования терялся.

Использование на предприятии 60% (многозольная часть) добычи угля является предположением маловероятным.

Аналогичные результаты были получены при изучении смолистости различных фракций угля.

Наибольшее содержание смолы, дошедшее до 3,82% при 3,28% в исходном материале, показала фракция <1,4. Выход при этом составил всего лишь 1,5%.

Таким образом, обогащение брикетируемого угля смолистыми веществами оказалось также нерациональным.

Проверка обогатимости джаджурского бурого угля по формуле, предложенной Я. И. Фоминым<sup>1</sup>:

$$K_m = \frac{\gamma(\alpha - \beta)}{\alpha(100 - \alpha)}, \text{ где}$$

$\alpha$ —зольность рядового угля в %

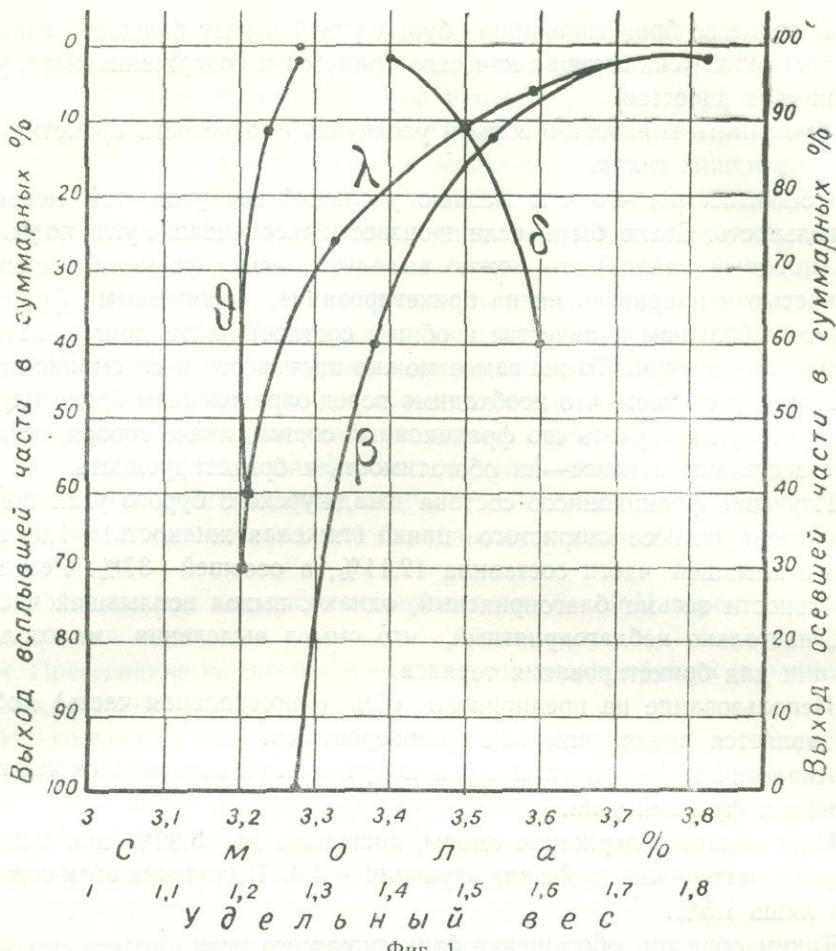
$\beta$ —зольность концентрата в %

$\gamma$ —выход концентрата в % от рядового угля, показала, что джаджурский уголь относится к V группе обогатимости и считается «очень трудно обогатимым». Кривые обогатимости по смоле даны на фиг. 1, где

$\lambda$ —кривая распределения смолы (золы) по удельным весам,

$\beta$ —кривая зависимости между суммарным выходом всплывших фракций и содержанием в них смолы (золы),

<sup>1</sup> Фомин Я. И., Об оценке обогатимости угля, Журн. «Уголь» № 7, 1950.



Фиг. 1.

$\vartheta$ —кривая зависимости между суммарным выходом осевших фракций и содержанием в них смолы (золы),

$\delta$ —кривая зависимости между суммарным выходом всплывших частей и уд. весом расслоения.

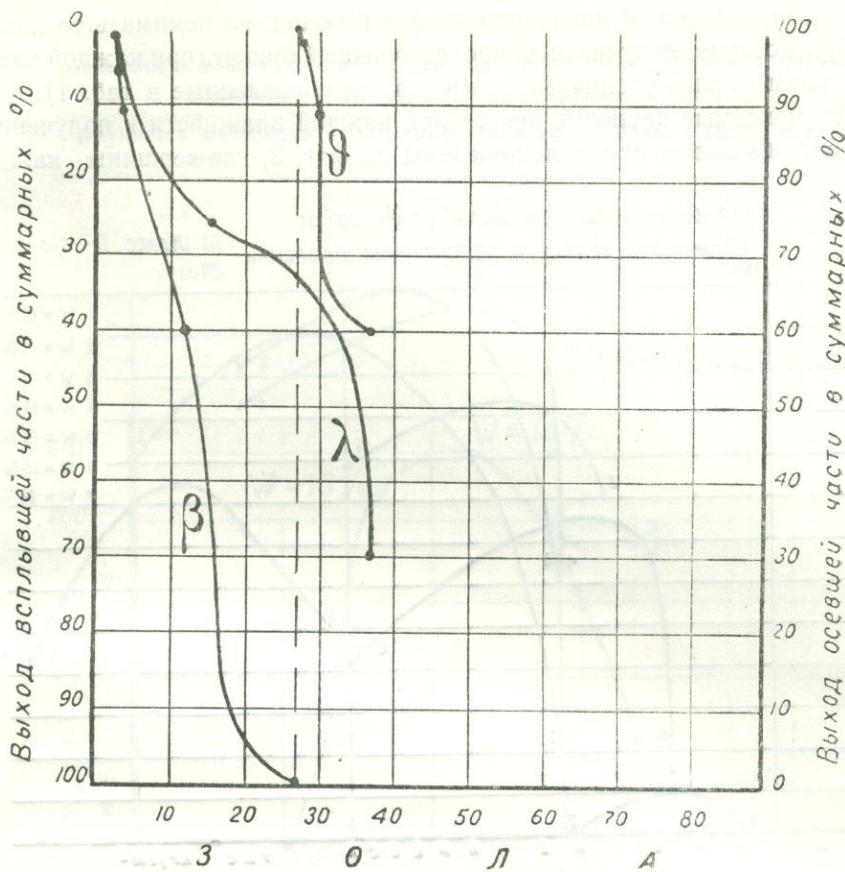
Кривые же обогатимости по золе показаны на фиг. 2 с сохранением предыдущих обозначений.

Задача исследования брикетируемости джаджурского бурого угля состояла в определении технологических параметров, при которых получался наиболее прочный брикет.

Исследование велось с классами—3 мм,—1.15 мм и—0.75 мм при влажности исходного материала от 9 до 20% и давлении прессования от 300 до 4250 кг/см<sup>2</sup>.

Для получения оптимальных значений параметров, брикетирование велось при переменной влажности и давления пресса для каждого класса угля в отдельности.

Исследование показало, что чем больше будет измельчен материал, тем большей будет и прочность брикета, однако, учитывая незначитель-



Фиг. 2.

ность увеличения прочности при измельчении угля от 1,15 мм до 0,75 мм, а также значительное при этом удорожание стоимости помола, необходимо признать крупность 1,15 мм оптимальной. При этой крупности было произведено лабораторное брикетирование, результаты которого изложены в табл. 1.

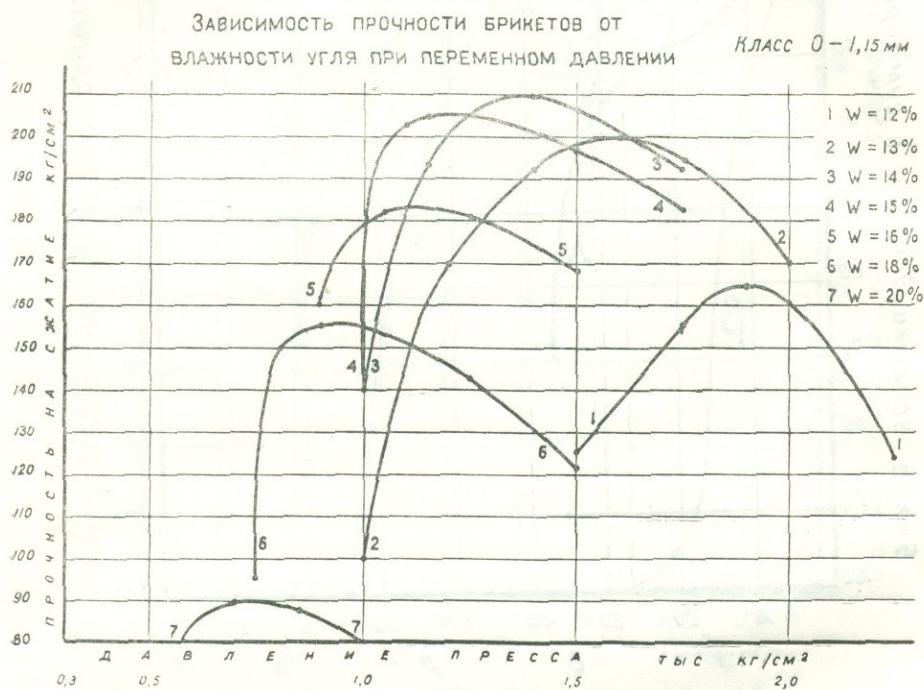
Таблица 1

Результаты лабораторного прессования джаджурского угля крупностью 1,15 мм, при переменных влажности и давления пресса

Влажность исходного материала в %	Оптимальное давление пресса в кг/см <sup>2</sup>	Сопротивление брикета сжатию в кг/см <sup>2</sup>
12	1900	165
13	1600	200
14	1400	210
15	1150	205
16	1050	182
18	900	155
20	700	90

Под оптимальным давлением пресса необходимо понимать то давление, при котором получился наиболее прочный брикет (при каждой влажности применялись различные давления, не приведенные в таб. 1).

Применяемые давления пресса при каждой влажности и полученные прочности брикетов при этом показаны на фиг. 3, где вершины каждой



Фиг. 3.

кривой представляют оптимум для данного случая. В таблице 1 приведены эти оптимальные величины и по ним построена кривая, показанная на фиг. 4.

Лабораторное брикетирование джаджурского угля показало некоторую зависимость между крупностью исходного материала, его влажностью перед прессованием и величиной давления пресса. Зависимость эта, показанная в таб. 2, приводит нас к заключению, что с уменьшением крупности материала уменьшаются величины оптимального давления и влажности.

В пределах же одной крупности материала с увеличением давления уменьшается потребная влажность его (таб. 1).

Предварительный подогрев бурого угля перед брикетированием значительно улучшает механическую прочность брикета, а в некоторых случаях повышает и его влагостойкость. Обычно температура подогрева бывает невысокой и колеблется от 50 до 80°Ц.

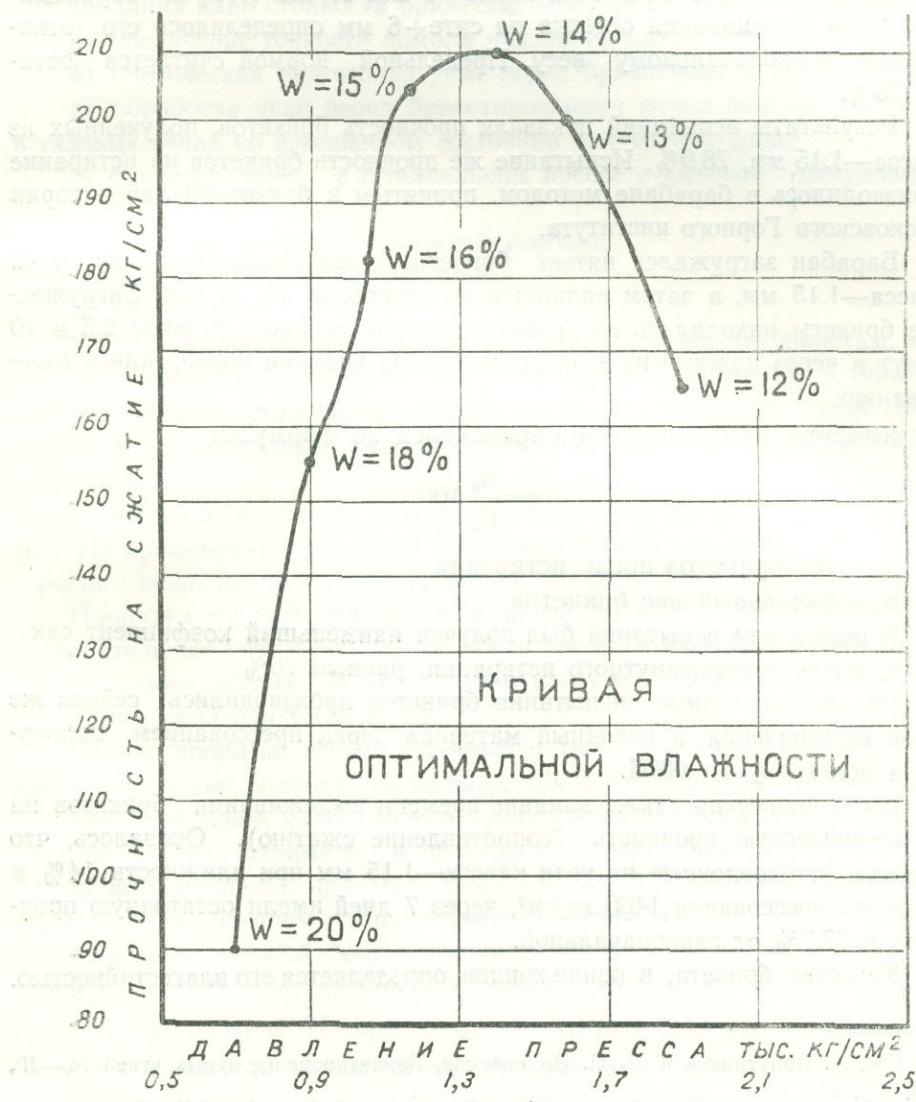
При испытаниях джаджурского угля степень влияния подогрева на прочность брикетов оказалась различной для различных классов угля.

Таблица 2

Зависимость влажности исходного материала перед брикетированием и величины давления пресса от крупности зерна

Крупность материала в мм	Оптимальная влаж- ность в %	Оптимальное давление в кг/см <sup>2</sup>
-3	15,0	2000
-1,15	14,0	1400
-0,75	13,5	1350

КЛАСС 0 - 1,15 мм



Фиг. 4.

Для класса—1.15, принятого нами как оптимальный, подогрев увеличил механическую прочность брикета на 9%, не повлияв совершенно на его влагостойкость.

Механическая прочность изготовленных из джаджурского бурого угля брикетов испытывалась в трех направлениях—определения сопротивляемости на сжатие (таб. 1), сбрасыванию и истиранию.

Испытание прочности брикетов на сбрасывание производилось по методу, рекомендованному Ф. А. Попутниковым и М. П. Покровским<sup>1</sup>, а именно: группа брикетов в 5 штук, полученных в одинаковых условиях, сбрасывалась с высоты 1,5 м на бетонный пол и после каждого сбрасывания отделялся через сито класс—6 мм, остаток на сите+6 мм вновь сбрасывался и опять отделялся класс—6 мм. После четырех сбрасываний путем взвешивания остатка на сите+6 мм определялось его отношение к первоначальному весу. Предельной нормой считается остаток 75%.

Результаты испытаний показали прочность брикетов, полученных из класса—1.15 мм, 78,9%. Испытание же прочности брикетов на истирание производилось в барабане методом, принятым в брикетной лаборатории Московского Горного института.

Барабан загружался пятью брикетами, изготовленными из угля класса—1.15 мм, а затем вращался со скоростью 15 об/мин. Загруженные брикеты находились во вращающемся барабане в течение 2,5 и 10 минут и через каждый из этих промежутков времени подвергались взвешиванию.

Коэффициент связности  $\eta$  определялся по формуле:

$$\eta = \frac{B_k}{B_n} 100,$$

где  $B_k$  —вес брикетов после истирания

$B_n$  —начальный вес брикетов

В результате испытаний был получен наименьший коэффициент связности, после десятиминутного истирания, равный 76%.

Все перечисленные испытания брикетов производились сейчас же после изготовления, а исходный материал перед прессованием подвергался подогреву до 60°Ц.

Было проверено также влияние времени вылеживания брикетов на их механическую прочность (сопротивление сжатию). Оказалось, что брикеты, изготовленные из угля класса—1.15 мм при влажности 14%, и давлении прессования 1400 кг/см<sup>2</sup>, через 7 дней имели остаточную прочность в 77,7% от первоначальной.

Качество брикета, в конце концов, определяется его влагостойкостью.

<sup>1</sup> Ф. А. Попутников и М. П. Покровский, Брикетирование бурых углей, М.—Л., 1950, стр. 11.

Все брикеты, полученные из джаджурского угля, оказались невлагостойкими. В течение 2—12 минут все испытанные образцы распались в воде.

Проведенные испытания брикетов показали их слабую влагостойкость, несмотря на вполне удовлетворительную механическую прочность.

Причина невлагостойкости буруугольных брикетов до настоящего времени еще окончательно не выяснена, однако считают, что она является следствием гигроскопичности гуминозных составляющих угольного вещества, которая приводит к разрыхлению структуры брикетов, а потому для придания им водоустойчивости предлагается создать на поверхности непроницаемую смолистую пленку.

Современная техника углебрикетного производства дает ряд способов придания влагостойкости брикетам, которые сводятся к следующему:

- а) увеличение тонкости помола исходного материала;
- б) термическая подготовка угля перед брикетированием (подогрев);
- в) обработка угля перед брикетированием путем подсушивания его в газовых печах во взвешенном состоянии в инертной среде;
- г) брикетирование в штемпельном прессе с высокой выпуклостью матриц;
- д) пропитка брикетов подогретой нефтью;
- е) пропитка брикетов эмульсией и
- ж) применение связующих.

Из перечисленных способов придания влагостойкости брикетам, первые два—увеличение тонкости помола исходного материала и термическая подготовка угля перед брикетированием (подогрев) были нами применены в экспериментальных работах, но не дали положительных результатов.

Затем была испытана пропитка брикетов эмульсией и горячей нефтью. Из примененных эмульсий наиболее стойкой оказалась—озокерит + керосин + вода, давшая удовлетворительные результаты.

Пропитка горячей нефтью, подогретой до 110°Ц, дает также удовлетворительные результаты лишь после продолжительного вылеживания (более одного месяца). В этом случае погруженный в воду на 2,5 часа брикет поглотил влагу около 1%.

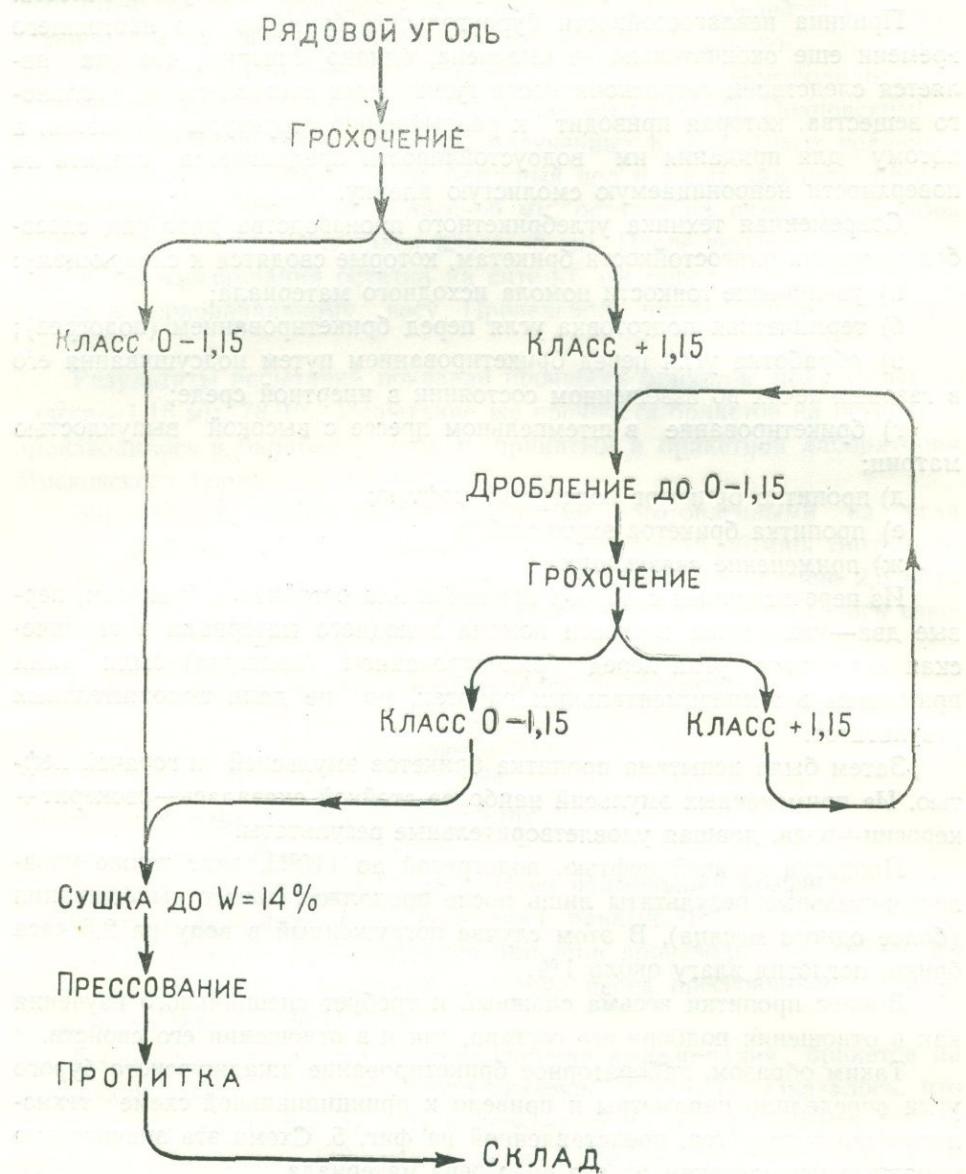
Вопрос пропитки весьма сложный и требует специального изучения как в отношении подбора его состава, так и в отношении его свойств.

Таким образом, лабораторное брикетирование джаджурского бурого угля определило параметры и привело к принципиальной схеме технологического процесса, представленной на фиг. 5. Схема эта значительно упрощена исключением из нее подогрева материала.

Как видно из этой схемы, поступающий рядовой уголь, пройдя грохочение, поступает на дробилку и второе грохочение, откуда идет на сушку и прессование. Из прессового отделения брикеты поступают на пропитку и затем на склад готовой продукции.

Пропиточная установка (фиг. 6) также несложна. Поступающие из

# ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА БРИКЕТИРОВАНИЯ ДЖАДЖУРСКОГО БУРОГО УГЛЯ



Фиг. 5.

прессового отделения по транспортеру брикеты передаются на цепной конвейер, который проходит через эмульсионную ванну. По выходе из ванны брикеты перегружаются на транспортер готовой продукции.

Пополнение ванны эмульсией производится из верхнего бака, а

## ПРОПИТОЧНАЯ УСТАНОВКА

1 — Транспортер от прессов

2 — Цепной конвейер

3 — Эмульсионная ванна

4 — Транспортер на склад

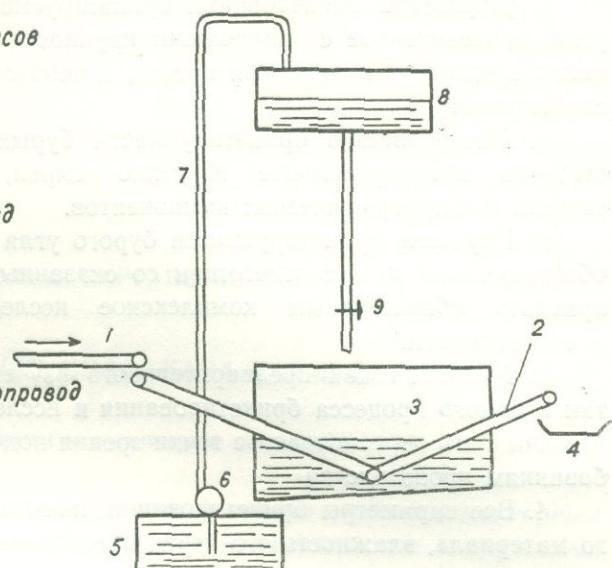
5 — Бак для эмульсии

6 — Насос

7 — Нагнетательный трубопровод

8 — Бак для эмульсии

9 — Вентили



Фиг. 6.

Эмульсия, стекающая из ванны в нижний бак, вновь перекачивается в верхний.

Что же касается рентабельности производства, то произведенный ориентировочный подсчет цеховой стоимости одной тонны брикетов привел к результатам, показанным в таблице 3.

Таблица 3

Общие затраты (материалов и рабочей силы) на производство одной тонны брикетов из джаджурского бурого угля

Наименование	Материал и энергия				Рабочая сила	
	Единица измерения	Количество на одну тонну брикетов	Цена в руб.	Сумма	Сумма затрат на одну тонну брикетов в руб.	Сумма
Эмульсия	клг	23	1,19	27,41	—	
Электроэнергия	квч	34,75	0,025	0,87	—	
Пар	кг	507,5	0,0017	0,86	—	
Прочие	—	—	—	0,36	—	
Зарплата	руб.	—	—	—	3,58	
Всего:				29,50	3,58	33,08
Амортизация	5,6%	—	—	—	—	1,85
Итого:						34,93

Таким образом, цеховая стоимость производства одной тонны бри-

кетов определилась в 34,93 руб. Стоимость эту необходимо признать вполне нормальной.

В результате исследования брикетируемости джаджурского бурого угля, произведенное с различными крупностями при переменных величинах влажности и давления пресса, можно сформулировать следующее заключение:

1. Исследованию брикетируемости бурых углей должно предшествовать предварительное изучение сырья, его физико-химических свойств и петрографических компонентов.

2. Изучение брикетируемости бурого угля неразрывно связано с его обогатимостью и, в соответствии со сказанным в предыдущем, следует признать обязательным комплексное исследование—брикетируемости и обогатимости.

3. Методика как предварительного изучения свойств бурых углей, так и самого процесса брикетирования и исследования свойств брикетов должна быть пересмотрена с точки зрения подчинения ее возросшим требованиям производства.

4. Все параметры брикетирования, как-то: крупность зерен исходного материала, влажность его перед прессованием, термическая подготовка (подогрев), а также величина давления взаимно связаны и обуславливают друг друга.

5. Оптимальными технологическими параметрами для брикетирования джаджурского бурого угля являются: крупность материала—1.15 мм, влажность перед прессованием 14%, давление пресса 1400 кг/см<sup>2</sup> без подогрева. При этом прочность брикета на сжатие равна 210 кг/см<sup>2</sup>, что примерно соответствует прочности на изгиб 21 кг/см<sup>2</sup>.

6. Брикеты, полученные из джаджурского бурого угля, имеют достаточную механическую прочность, но не влагостойки. Наилучшим способом повышения ее оказалась пропитка эмульсией.

Б. С. ВАРТАПЕТЯН

## К СТРУКТУРЕ СПАСАКАРА (АРМ. ССР)

### I. Общие геологические сведения

Район месторождения характеризуется сильно пересеченным горным рельефом с резко выделяющимися хребтами, вершинами и глубокими ущельями.

По самому Спасакарскому участку местность прорезывается довольно глубоким, узким и прямолинейным Спасакарским ущельем с отвесными бортами. Высота последних, при ширине ущелья от 1,5 м до 10 м равна 40—50 метрам.

Спасакарский участок находится в пределах рудного района, который, по характеру оруденения, генетической связи последнего с кислыми неоинтрузиями, приуроченности оруденения к определенным стратиграфическим горизонтам и наконец по своему территориальному положению, является центральной частью обширной металлогенической провинции, тянувшейся дугообразно с юго-востока на северо-запад более чем 500 километров и включающей в себе ряд промышленных месторождений. Спасакарское месторождение, неся на себе основные особенности отмеченной металлогенической провинции, является продуктом закономерного процесса оруденения, укладывающегося в систему целой провинции.

Район Спасакара отличается широким распространением вулканогенных пород юрского, третичного и четвертичного времени. Он также характерен большим развитием продуктов поствулканических процессов, игравших основную роль в рудогенезисе рассматриваемого района.

Геологический разрез по району, снизу вверх, представляется в следующем виде.

**1. Средняя юра.** Толща порфириотов, их туфов и туфобрекций, темные более основные порфириты, в верхней части разреза прослеживающиеся с туфогенными сланцами.

**2. Средний эоцен.** Толща порфиритов, их туфов и туфобрекчий, светлые туфы и туфобрекчии, дакиты, более основные туфы и туфобрекчии.

**3. Древний аллювий,** четвертичного возраста.

**4. Базальты четвертичного возраста.**

**5. Современные наносы.**

Породы юры и эоцена в ряде точек прорваны интрузией гранодиоритов, с которой генетически связано месторождение.

Средний эоцен своим основанием, представленным нуммулитовыми туфопесчаниками и известковистыми туфами, трансгрессивно налегает на вулканогенную толщу средней юры.

На размытой поверхности пород средней юры и среднего эоцена лежат, горизонтальным покровом, четвертичные лавы базальтов. Местами в контакте между потоками базальтов и подстилающими породами эоцена и юры залегает небольшой слой древнетеррасовых отложений.

Оруденение Спасакара приурочено к верхам вулканогенной толщи средней юры, представленным габбродиабазовыми порфиритами с отдельными пачками туфосланцев.

Рудовмещающие габбродиабазовые порфириты образуют 70-метровой мощности толщу, круто падающую на юго-запад ( $220-240^{\circ}$ )  $\angle$   $50-60^{\circ}$  и обладающую грубым напластованием пород.

В контакте этой толщи с нижележащими плагиоклазовыми порфиритами залегает пластообразной формы рудная зона мощностью 20—30 м. Лежачий бок рудной зоны отбивается сбросом «f», проходящим, примерно, по контакту между толщами рудоносных габбродиабазовых и подстилающих плагиоклазовых порфириев.

Висячий бок рудной зоны явно не выражен и представляется постепенным выклиниванием оруденения кверху.

Рудоносные габбродиабазовые порфириты кверху постепенно переходят в эпидотизированные безрудные порфириты.

## II. Структура месторождения

Развитие структурно-тектонического строения района прошло через андскую, ново-и древнеавстрийскую орогеническую фазу и получило свое окончательное оформление под влиянием пиренейской орогенической фазы.

Вулканогенные толщи эоцена и юры, подвергнувшись интенсивным орогеническим процессам, представлены в сильно нарушенном виде с дислокациями как пликативного, так и дизъюнктивного порядка.

### A. Структурно-тектонические элементы

Район Спасакарского участка примыкает к юго-западному крылу громадной пологой антиклинальной складки северо-западного простирания с погружением оси в юго-восточном направлении.

Складка эта, как правило, на крыльях осложнена вторичной складчатостью (небольшие местные складки) и сбросо-сдвиговыми нарушениями. В районе Спасакара на юго-западном крыле главной антиклинальной складки отмечаются следующие элементы нарушения:

1. На Спасакарском участке, в результате вторичного складкообразования, выступает одна, сравнительно небольшая, антиклинальная складка северо-западного простириания ( $C3 - 300^\circ$ ) с погружением оси в том же направлении (Спасакарская антиклиналь).

Ось Спасакарской складки, за участком месторождения, дугообразно заворачивает на восток и принимает почти меридиональное направление простириания. Спасакарское месторождение располагается в пределах этой складки второго порядка, примыкая к ее антиклинальному перегибу.

2. На расстоянии 1,5 км к югу от Спасакарского участка, вдоль контакта между средней юрой и средним эоценом, проходит сброс северо-западного простириания с падением сбросовой плоскости на юго-запад под углом  $50^\circ$  (контактовый сброс).

Наличие этого сброса подтверждается рядом фактов, а именно:

а) Нормальный стратиграфический контакт между средним эоценом и средней юрой, выраженный в несогласном налегании свиты туфопесчаников и известковистых туфов с нуммулитами (средний эоцен) на вулканогенную толщу порfirитов, их туфов и туфобрекчий (средняя юра) и прослеженный на расстоянии выше 20 км с юго-востока на северо-запад, в районе Спасакара резко обрывается и дальше уже наблюдается чисто тектонический контакт.

Здесь свита туфопесчаников и известковистых туфов отсутствует, а контакт представлен непосредственным порfirитом эоцена на вулканогенную толщу средней юры.

Амплитуда сброса, видимо, равна величине полной мощности свиты туфопесчаников и известковистых туфов, а именно, не менее 100 м.

б) По линии намеченного сброса отчетливо протягивается полоса гидротермально-измененных пород, которые вдоль нарушения обнаруживают рассланцованнысть и плоскости скольжения.

в) Породы юрской формации в пределах района, где намечается сброс, гипсометрически лежат выше пород среднего эоцена.

Среднеюрская толща является приподнятой, а среднеэоценовая толща спущенной частью сброса.

г) Намеченная линия сброса геометрически является продолжением Овандаринского сброса, отмеченного Н. В. Баркановым. Сброс этот имеет простирижение около  $300^\circ$  и падает под углом  $60^\circ$  на юго-запад и территориально вполне увязывается с контактовым сбросом Спасакара.

Обращает на себя внимание то интересное обстоятельство, что ось Спасакарской антиклинальной складки, линия контактowego сброса и большая ось тела интрузии, прорывающей породы юры, почти параллельны между собой.

Общее направление простирания для всех перечисленных элементов (СЗ 300°), видимо, говорит за то, что последние образованы в результате одних и тех же тектонических напряжений. При этом определенно вырисовываются направление и уменьшение интенсивности бокового давления с юго-запада на северо-восток, ибо в этом направлении в районе месторождения мы встречаем последовательно разлом (контактовый сброс), затем ослабленную зону (выход тела интрузии) и, наконец, антиклинальный перегиб.

Все это хорошо увязывается с региональной тектонической схемой этой части рудного района. Последняя лежит на стыке двух тектонических областей (зона Армении и Сомхетско-Азербайджанская), несущих в себе явные признаки бокового давления с юго-запада на северо-восток. Степень дислоцированности пород уменьшается в этом направлении и вообще зона Армении по сравнению с Сомхетско-Азербайджанской зоной отличается большой дислоцированностью пород.

3. В пространстве между осью Спасакарской антиклинальной складки и линией контактowego сброса выступает ряд сопряженных с загибом антиклинальной складки и сбросом грубо меридиональных и широтных тектонических трещин, имеющих с ними, примерно, диагональное направление простирания.

По плоскостям этих сопряженных трещин видны следы небольших передвижек с образованием характерных параплин и штриховок, а также глиники притирания, что характеризует отмеченные сопряженные трещины как малоамплитудные сбросы.

4. На Спасакарском участке все пространство между упомянутыми малоамплитудными, меридиональными и широтными сбросами заполнено густой сетью мелких трещин, имеющих тектоническое происхождение.

Рассматривая структурно-тектоническое положение Спасакарского участка, мы должны констатировать, что оно приурочено к юго-западному крылу крупной антиклинальной складки и находится в лежачем боку местного контактowego сброса, в пределах Спасакарской вторичной антиклинальной складки, в зоне малоамплитудных сбросов и густой сети мелких трещин.

Приведем несколько подробное описание структурно-тектонических элементов самого месторождения.

### Меридиональные трещины сбросов

Сильно дислоцированная толща диабазовых порфиритов, имеющая в общем крутое (50—60°) юго-западное падение, рассекается рядом малоамплитудных ступенчатых сбросов. Они в большинстве случаев имеют простижение, совпадающее с простирианием пород или образующее с последними острые углы; по падению же сбросы очень редко совпадают с падением пород. Обыкновенно сбросы падают круче (70—80°) пород

( $50^{\circ}$ ). Есть случаи, когда сбросы по простиранию и падению совпадают с таковыми (пород), т. е. являются согласными с условиями залегания пород.

Установленные на месторождении сбросовые трещины этой системы имеют следующие элементы залегания.

Обозначение сбросовых трещин	Азимут простирания	Азимут падения	Угол падения
a	$355^{\circ}$	$245^{\circ}$	$74^{\circ}$
b	$357^{\circ}$	$267^{\circ}$	$80^{\circ}$
c	$4^{\circ}$	$274^{\circ}$	$80^{\circ}$
d	$7^{\circ}$	$277^{\circ}$	$70^{\circ}$
e	$350^{\circ}$	$260^{\circ}$	$75^{\circ}$
f	$338^{\circ}$	$246^{\circ}$	$60^{\circ}$

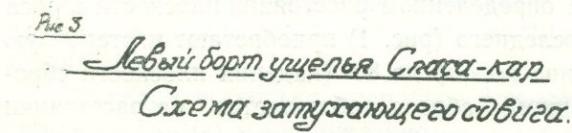
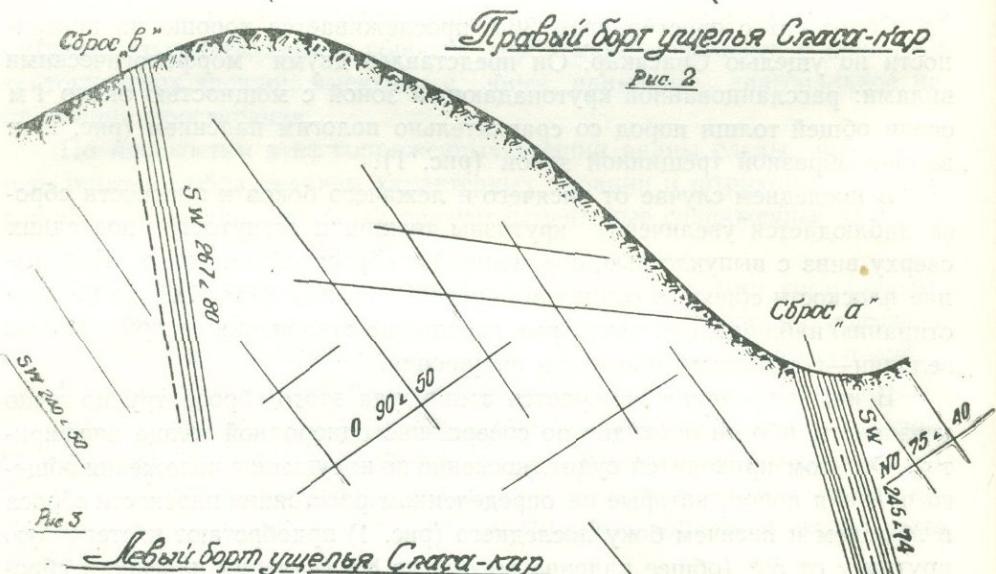
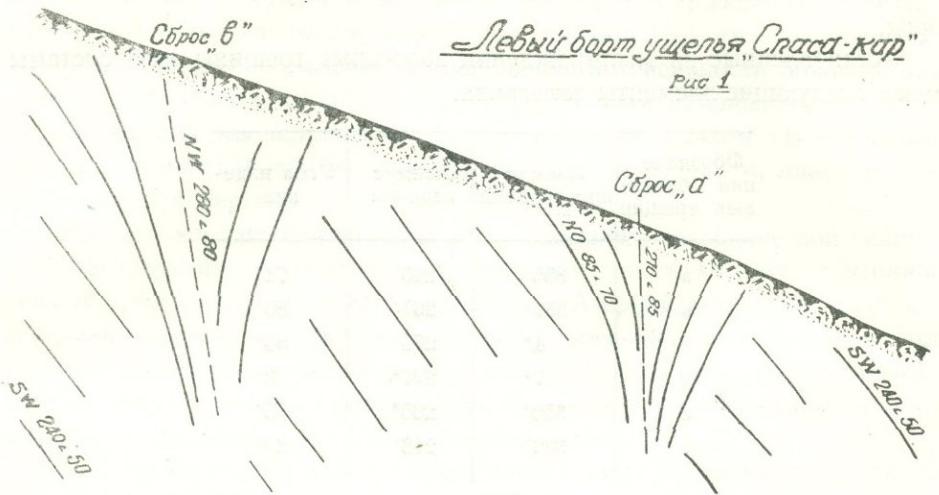
Сброс «а» с простиранием  $365^{\circ}$  прослеживается хорошо на поверхности по ущелью Спасакар. Он представлен двумя морфологическими видами: рассланцованной крутопадающей зоной с мощностью около 1 м среди общей толщи пород со сравнительно пологим падением (рис. 2) и воронкообразной трещинной зоной (рис. 1).

В последнем случае от висячего и лежачего боков к плоскости сброса наблюдается увеличение крутизны трещин и загнутости последних сверху вниз с выпуклостью, обращенной к сбросовой плоскости. Положение плоскости сброса в основном определяется ЮЗ  $245^{\circ} \angle 74^{\circ}$ , но по простиранию наблюдаются некоторые небольшие отклонения от приведенных величин — в залегании плоскости нарушения.

В каких пределах измеряется амплитуда этого сброса, трудно точно установить, ибо он проходит по совершенно однородной толще порфириев. Об этом приходится судить косвенно по нарушению положения общего падения пород, которые на определенном расстоянии плоскости сброса в лежачем и висячем боку последнего (рис. 1) приобретают постепенную крутизну от  $50^{\circ}$  (общее падение пород) до  $80^{\circ}$  (падения плоскости сброса). Такое нарушение для данного сброса наблюдается на расстоянии 3—4 метров от плоскости сброса в сторону, поэтому следует принять, что и амплитуда сброса тоже измеряется в пределах нескольких метров.

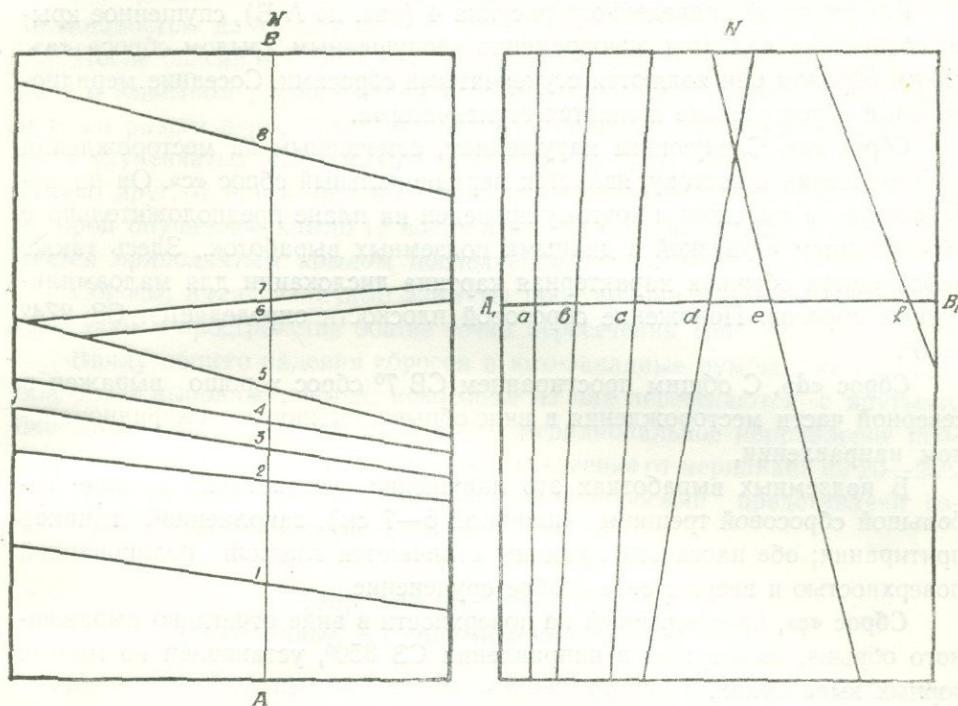
Сброс «в» с простиранием СЗ  $357^{\circ}$  проходит недалеко от сброса «а». Он во многом аналогичен сбросу «а» и установлен в ряде подземных выработок.

Сброс «в» выражен то плоскостью с гладкой, почти полированной поверхностью, на которой отдельными участками отмечаются царапины, штриховки и даже борозды, то зоной рассланцеванных пород (мощностью около 60 см). Так же, как и в сбросе «а», здесь в лежачем боку сброса наблюдается «изогнутость» трещин сверху вниз с выпуклостью,



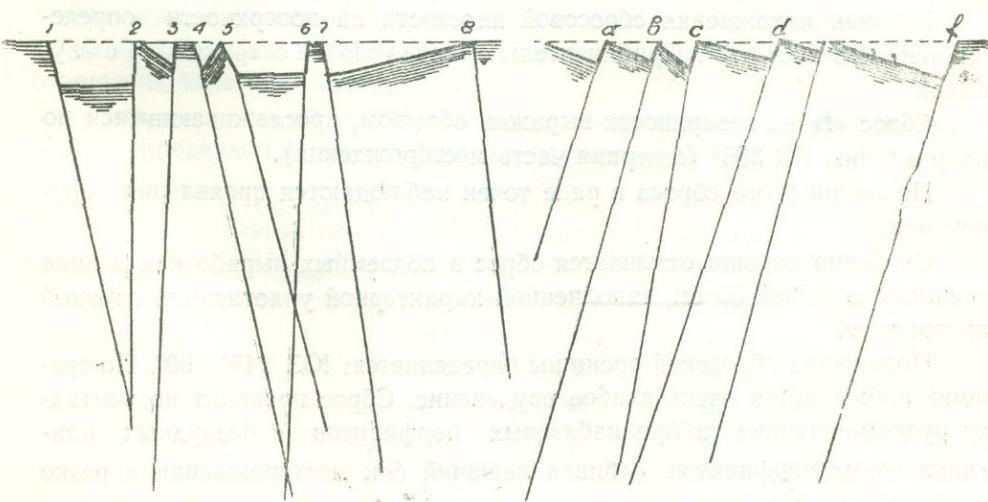
Схематические  
планы и профили малоамплитудных меридиональных и  
широтных сбросов

Рис. 4



Разрез по А-В

Разрез по А<sub>1</sub>-В<sub>1</sub>



а, б, с, д, е, ф.

1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8

Меридиональные сбросы

Широтные сбросы

обращенной к плоскости сброса. Сброс «в», как и «а», является малоамплитудным.

По направлению нарушения сброса «в» отмечается слабое оруденение.

Как видно из приведенного рисунка 4 (раз. по А В), спущенное крыло сброса «в» является одновременно неопущенным крылом сброса «а». Таким образом они являются ступенчатыми сбросами. Соседние меридиональные сбросы также являются ступенчатыми.

**Сброс «с».** Следующим нарушением, отмеченным на месторождении в направлении к востоку, является меридиональный сброс «с». Он на поверхности не выражен и поэтому проведен на плане предположительно с обоснованием и увязкой с данными подземных выработок. Здесь также наблюдается обычная характерная картина дислокации для малоамплитудных сбросов. Положение сбросовой плоскости определяется СЗ  $274^{\circ} \angle 80^{\circ}$ .

**Сброс «д».** С общим простиранием СВ  $7^{\circ}$  сброс хорошо выражен в северной части месторождения в виде обрыва, вытянутого в меридиональном направлении.

В подземных выработках это нарушение установлено в виде небольшой сбросовой трещины (шириною 5—7 см), заполненной глинкой притирания; обе плоскости трещины отличаются гладкой полированной поверхностью и несут в себе слабое оруденение.

**Сброс «е»**, прослеженный на поверхности в виде отчетливо выраженного обрыва, вытянутого в направлении СЗ  $350^{\circ}$ , установлен во многих горных выработках.

Трещина нарушения шириной 2—3 см обладает полированными плоскостями и местами содержит слабое оруденение.

Условия нахождения сбросовой плоскости на поверхности определяются: ЮЗ  $260^{\circ} \angle 75^{\circ}$ . Приблизительно те же условия сохраняются с глубиной.

**Сброс «ф»** на поверхности выражен обрывом, прослеживающимся по направлению СЗ  $335^{\circ}$  (северная часть месторождения).

По линии этого сброса в ряде точек наблюдаются проявления оруденения.

Особенно хорошо отмечается сброс в подземных выработках в виде трещины шириной 50 см, заполненной характерной уплотненной глинкой притирания.

Положение сбросовой трещины определяется: ЮЗ  $245^{\circ} \angle 60^{\circ}$ . По трещине наблюдается очень слабое оруденение. Сброс проходит по контакту рудовмещающих габбродиабазовых порфиритов и безрудных плагиоклазовых порфиритов, отбивая лежачий бок месторождения и резко ограничивая оруденение на восток.

Сброс «ф» наряду со сбросом «с» является, по сравнению с другими нарушениями, значительным разломом с амплитудой сброса около 9 мет-

ров. Характерно, что этот сброс, по сравнению с другими, самый пологий, а по амплитуде перемещения самый большой. Поэтому здесь существовали более благоприятные условия для развалицевания пород и образования глиники притирания, чем в других сбросах, и не случайно, что среди всех трещин сброс «f» характеризуется наличием мощной пачки глиники мощностью до 0,5 метра.

После описания отдельных меридиональных сбросов перейдем к вопросу о взаимном расположении их в пространстве. Прежде всего примерный разрез вкрест простирации этих сбросов дает характерный профиль ступенчатых малоамплитудных сбросов (рис. 4). Располагаясь недалеко друг от друга, они вызывали такую сбросовую дислокацию, при которой опущенное крыло (с востока на запад) предыдущего сброса является приподнятым крылом последующего сброса.

Сбросы, имея различные азимуты простирания и разные углы падения, дают в пространстве общие точки пересечения (рис. 4).

Ввиду общего падения сбросов в юго-западные румбы, они с глубиной более выполаживаются; некоторые из них пересекаются с крутыми. Все сбросы этой системы, имея грубо меридиональное направление простирания, дают лишь максимальное отклонение от меридиана на 20—25°.

Пространства между двумя смежными сбросами представляют собою блоки пластиообразной формы.

### Широтные трещины сбросов (Поперечные в отношении простирания пород).

Примерно под прямым углом к простиранию меридиональных трещин на месторождении проходит ряд грабено-широтных трещин. По ним, подобно меридиональным трещинам, имеются явные признаки сбросовых перемещений небольшой амплитуды. Они пересекают направление простирания пород почти под прямым углом, т. е. являются несогласными в отношении залегания пород.

Положение широтных сбросовых трещин, отмеченных на месторождении, определяются данными нижеследующей таблицы:

Обознач. сброс. тек- тонич. трещин	Азимут про- стирания	Азимут падения	Угол паде- ния
1	280°	10°	80°
2	275°	165°	86°
3	281°	191°	85°
4	284°	12°	83°
5	284°	14°	85°
6	85°	175°	85°
7	85°	355°	85°
8	295°	25°	85°

Широтные трещины, как и меридиональные, подробно документированы на поверхности и в подземных выработках.

Судя по зоне распространения сбросовых дислокационных трещин по лежачему и висячему бокам сброса, широтные сбросы, так же, как и меридиональные, являются малоамплитудными. По этим же данным (расстояние, на котором по лежачему и висячему бокам сброса отмечается нарушение общего падения пород в сторону увеличения крутизны) амплитуда широтных сбросовых трещин находится в пределах от нескольких метров и максимум до 10—15 м. Амплитуда перемещения в широтных сбросах несколько больше амплитуды меридиональных сбросов.

Разрез, приведенный вкrest профиля широтных сбросов, так же как и в меридиональных сбросах, дает характерный профиль малоамплитудных ступенчатых сбросов (рис. 4, раз. АВ). При этом опущенное крыло предыдущего сброса является приподнятым крылом для последующего сброса в том случае, если плоскости двух смежных сбросов падают в одну сторону, в противном случае или приподнятые их крылья образуют один и тот же общий участок (если плоскости сбросов с глубиною пересекаются), или же опущенные (если плоскости с глубиною расходятся). С этой точки зрения все широтные трещины сбросов группируются следующим образом:

**Сбросы 1 и 2.** Опущенные крылья образуют общий участок.

**Сбросы 2 и 3.** Опущенное крыло сброса 3 служит приподнятым крылом сброса 2.

**Сбросы 3 и 4.** Приподнятые крылья образуют общий участок.

**Сбросы 4 и 5.** Опущенное крыло сброса 4 служит приподнятым крылом сброса 5.

**Сбросы 5 и 6.** Опущенные крылья образуют общий участок.

**Сбросы 6 и 7.** Приподнятые крылья образуют общий участок.

**Сбросы 7 и 8.** Опущенное крыло сброса 7 служит приподнятым крылом сброса 8.

Необходимо иметь в виду, что сложная система широтных сбросовых трещин еще больше осложняется тем, что почти вертикальные плоскости трещин меняют свое направление падения с глубиною до 180°, т. е. с С на Ю, или обратно.

Плоскости широтных трещин, имея падение навстречу друг другу, параллельные друг другу (расходятся с глубиною), образуют с глубиною клинья, обращенные суженной частью вниз или вверх, а также пластиообразные тела.

Описанные две системы сбросовых трещин (меридиональные и широтные) на месторождении составляют главные направления тектонических нарушений.

Их взаимное расположение в пространстве определяется пересече-

нием четырех плоскостей в пространстве (попарно из каждой системы), образующих блок той или иной формы, приближающейся к четырех-или трехгранной призме.

### Северо-восточные сбросовые трещины

Они характерны следующими условиями залегания: аз. прост. СВ  $60^{\circ}$ , аз. падения ЮВ  $150^{\circ}$  или СЗ  $330^{\circ} \angle 60-80^{\circ}$ . Эти трещины устанавливаются предположительно по направлению Спасакарского ущелья и в крайней северной части месторождения.

Наличие Спасакарского ущелья в виде узкой, но глубокой балки, строго прямолинейного направления, безусловно, говорит о существовании сбросовых трещин с простиранием в том же направлении. Ущелье образовано в результате размыва ослабленной зоны указанных сбросовых трещин. По ущелью отмечены несколько плоскостей с хорошо отполированной поверхностью с простиранием СВ  $60^{\circ}$  с падением под углом  $60-80^{\circ}$  на юго-восток и северо-запад.

Система северо-восточных трещин на месторождении имеет сугубо ограниченное распространение и ни одна из них не имеет явных признаков выдержанности по простиранию и падению.

### Пологопадающие меридиональные трещины

Они так же, как и северо-восточные трещины, встречаются очень редко.

По плоскостям этих трещин наблюдаются следы скольжения и полировки. Условия их залегания ЮЗ  $260-265^{\circ} \angle 20-30^{\circ}$ .

### Меридиональные трещины северо-восточного падения

Все описанные выше меридиональные трещины имеют юго-западное, северо-западное и западное падение, но на месторождении отмечаются трещины (правда, небольшие) северо-восточного падения. Они особенно ясно выражены по Спасакарскому ущелью (СВ— $50-70^{\circ} \angle 25-70^{\circ}$ ). Местами по этим трещинам видны мелкие затухающие сдвиги в сторону падения трещин (СВ), сдвигающие меридиональные трещины юго-западного падения (рис. 4). Принимая во внимание это обстоятельство, а также и то, что трещины северо-восточного падения почти безрудные, можно допустить, что они образованы несколько позже трещин юго-западного падения, большинство которых выполнено рудной массой.

**Мелкие дислоцированные трещины.** В пространстве между описанными выше пятью системами сравнительно больших тектонических трещин выступает густая сеть мелких трещин. Они представляют мелкие передвижки по плоскостям отдельности. Не исключаются и такие мел-

кие трещины, которые прорезывают породу по направлениям, не совпадающим с плоскостями отдельности. Вообще же все мелкие трещины обязаны своим происхождением дислокациям, вызванным образованием более крупных трещин, описанных выше пятью системами.

Все мелкие трещины характеризуются плоскостями с явными признаками скольжения в виде полировки, штриховки и царапин.

Построенная диаграмма (сетка Вульфа) элементов залеганий мелких дислокационных трещин наглядно показывает, какие системы существуют в этой мелкой трещиноватости.

Абсолютное большинство трещин имеет падение в юго-западные румбы. Концентрация трещин происходит в юго-западном секторе круга от 200° до 270°. С запада на север и с юга на восток замечается уменьшение трещин. С севера на восток отмечается максимальное уменьшение трещин.

Резюмируя все то, что было сказано о структурно-тектонических элементах Спасакара, приводим следующую общую тектоническую схему.

#### Главные тектонические элементы регионального порядка.

1. Пологопадающий на юго-запад сброс с простиранием СЗ 300° (контактовый сброс).

2. Ослабленная зона, выраженная выходом интрузии с простиранием, примерно, в том же направлении (СЗ 300°).

3. Спасакарская антиклинальная складка с простиранием и погружением оси в том же направлении (СЗ 300°).

#### Малоамплитудные—ступенчатые меридиональные и широтные сбросовые трещины (трещины 2-го порядка).

Одновременно с главными тектоническими элементами и сопряжено с последними образована система малоамплитудных меридиональных и широтных сбросов. Они пересекаются почти под прямыми углами и грубо поперечны или продольны простиранию пород и диагональны простиранию главных тектонических линий. Эти сбросы характеризуются крутыми углами падения.

#### Мелкие дислокационные трещины (трещины 3-го порядка).

Все пространство между малоамплитудными сбросами пронизано густой сетью мелких трещин, сопряженных со сбросами. Абсолютное большинство их падает в юго-западные румбы под крутыми углами.

Все эти трещины, накладываясь друг на друга, образуют характерную густую структурную решетку Спасакара. Породы, на которые распространяются эти трещины, представлены в перемятом, а местами в рассланцованным виде. Отдельные участки распространения этих пород напоминают характерные зоны смятия.

Такова структура м-ния, которая была подготовлена к моменту возникновения процессов оруденения. Все описанные нарушения, кроме

меридиональных сбросов северо-восточного падения, представляются нам дорудными. Меридиональные трещины северо-восточного падения, видимо, являются пострудными.

## Б. Связь оруденения со структурно-тектоническими элементами

Направление циркуляции восходящих рудоносных растворов, размеры и границы оруденения, вызванного последними, естественно определяются, главным образом, существующей на месторождении тектонической структурой и тектоническими элементами района регионального порядка. Как было подчеркнуто выше, месторождение расположено в лежачем боку контактowego сброса в зоне смятия малоамплитудных сбросов. Такое расположение месторождения, фактически выявленные контуры рудной зоны, а также структурно-тектонический анализ позволяют все контролирующие оруденения структурные элементы сгруппировать следующим образом:

1. Структурные элементы, служащие каналами для циркуляции рудоносных растворов—«рудоподводящие каналы».
2. Структурные элементы, локализующие оруденение—«экранирующие контакты».
3. Структурные элементы, служащие полостями для отложения руд,—«рудные полости». Необходимо иметь в виду, что «рудоподводящие каналы» частично одновременно играют роль «рудных полостей», ибо они несут в себе слабое оруденение.

1. Спасакарское месторождение образовано в результате циркуляции металлоносных восходящих растворов, связанных с гидротермальной деятельностью интрузии гранодиоритов. При этом принято, что тело интрузии на определенной глубине подходит под само месторождение.

С точки зрения такого генезиса каналами, по которым циркулировали металлоносные растворы, служили крутопадающие трещины малоамплитудных грубо меридиональных и широтных сбросов, ибо они, во-первых, несут слабое оруденение, а, во-вторых, других путей для циркуляции растворов нет.

2. По контактому сбросу, видимо, не происходила циркуляция растворов, ибо в этом случае месторождение находилось бы не в лежачем, а в висячем боку сброса. Имея в виду пологое падение сброса ( $50^{\circ}$ ), нужно принять, что между двумя плоскостями разлома не было свободного пространства для циркуляции растворов, а промежуток этот был заполнен перетертymi, частично превращенными в глину породами. При таких условиях главный—контактовый сброс не мог сыграть роли рудоподводящего канала, а был непроницаемой для рудоносных растворов плоскостью регионального порядка. Он был для циркулирующих гидро-

термальных растворов главным экранирующим контактом—главной отдушиной. Таким же экранирующим контактом местного значения является сравнительно большой разлом «f» пологопадающего меридионального сброса. Трещина этого сброса, шириной до 50 см, заполнена полностью жирной глинистой притирания. За этой трещиной отмечается весьма слабое оруденение, которое быстро исчезает.

3. Полостями для отложения руд служили мелкие трещины, заполняющие пространство между меридиональными и широтными рудоподводящими трещинами. По построенной сетке Вульфа главнейший пучок рудных прожилков (образованных в результате заполнения мелких трещин) падает круто на юго-западные и западные румбы.

Роль в рудогенезисе главной и Спасакарской антиклиналь обусловлена приуроченностью к этим структурам интрузии гранодиоритов, с которой генетически связано оруденение района.

Главная антиклиналь, распространяясь на громадную площадь, возможно, контролирует обширный район гранитового батолита, нахождение которого предполагается на определенной глубине данного рудного района. Об этом свидетельствуют многочисленные обнажения интрузии, представленные расширяющимися на глубину телами. При таком подходе к вопросу, Спасакарская антиклиналь будет соответствовать одному из наиболее приподнятых выступов неровной, извилистой кровли отмеченного батолита.

Изучение антиклинальных складок показывает, что они не являются самостоятельными, но характеризуются общим синхронным движением, что не означает единой антиклинальной интрузии. Наоборот, антиклиналью можно считать группу складок, имеющих общее движение, но различающихся по времени образования обнажений и, следовательно, различающихся по времени формирования и развитию оруденения.

Следует отметить, что антиклинальные складки не являются самостоятельными, но характеризуются общим синхронным движением, что не означает единой антиклинальной интрузии. Наоборот, антиклиналью можно считать группу складок, имеющих общее движение, но различающихся по времени формирования обнажений и, следовательно, различающихся по времени формирования и развитию оруденения.

Э. Г. МАЛХАСЯН, А. А. ДЖАФАРОВ

## ЯВЛЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ ҚАПУТАНСКИХ АНДЕЗИТОВ В СООРУЖЕНИЯХ гор. ЕРЕВАНА

Наша эпоха—эпоха социалистических пятилеток—характеризуется строительством огромных промышленных и гидротехнических сооружений, а также больших зданий общественного, общественно-жилищного характера. Возникает интерес к камню, как к наиболее долговечному и прочному строительному материалу, обладающему к тому же высокими декоративными свойствами. Особо выделяются облицовочные камни, требования к которым наиболее разнообразны и сложны.

Наука камневедения, созданная трудами советских ученых во главе с акад. Д. С. Белянкиным и его ближайших учеников В. В. Лапиным, Б. П. Беликовым, Б. В. Залесским и др., представляет собою ветвь петрографии.

Одним из самых молодых разделов современного камневедения является предмет изучения поведения камня в процессе его службы в сооружении.

Настоящая статья представляет интерес в отношении поведения строительного камня—андезита Капутанского месторождения в сооружении. В отличие от исследований вышеотмеченных авторов (1, 2, 3, 4), где объектом изучения являлись здания и кладбища 19 века или начала 20 века, нижеприведенный материал основан на фактах, имеющих всего 15—25-летнюю историю.

Нами произведены наблюдения над довольно интересными случаями выветривания горных пород в стенах Дома Правительства Армянской ССР, Ереванского медицинского института и в других общественных зданиях г. Еревана.

Как наиболее наглядный пример, мы остановимся на примере дома Правительства Армянской ССР. Здание это построено архитектором А. Таманяном в период 1926—40 гг., т. е. существует всего 13—25 лет (фиг. 1).



1. Общий вид Дома Правительства Армянской ССР

Предметом изучения являлась цокольная часть здания. Верхние же части построены из более рыхлой породы—туфа и не подверглись разрушению.

С целью выяснения причины разрушения породы авторами настоящей статьи произведен тщательный осмотр разрушенных мест, а также детальное петрографическое исследование образцов в комплексе с химическим анализом.

Порода, из которой построена цокольная часть здания, привезена из Капутанского месторождения и является обыкновенным андезитом.

Даже самое беглое наблюдение облицовки показывает, что степень разрушения андезитов не одинакова и различные части цоколя по отношению к разрушительным агентам ведут себя по-разному, в зависимости от конструктивного их положения и от индивидуальных их свойств (химического состава, структуры, текстуры и др.) Перечисленные выше факторы создают благоприятные условия для разрушительного действия атмосферных вод, в результате которого породы цокольной части здания в определенных местах покрываются коркой выветривания. Глубина выветривания местами достигает 5 см (фиг. 2, 3, 4, 5).

### Химико-петрографическое исследование

Для выяснения причин, обуславливающих указанные выше разрушительные явления, произведено петрографическое исследование измененных, а также относительно свежих андезитов и химические исследования порошковатых образований, полученных в результате разрушения этой

породы. Порошковатый материал образуется в поверхностных частях цоколя, находившихся в непосредственной близости к шероховатой разрушенной поверхности стен. Образование порошковатых продуктов, как отмечалось выше, обусловлено воздействием наземных активных вод. Несмотря на то, что механическое разрушение породы является ведущим, считаем необходимым отметить также значительную роль химического разрушения. Растворенные в воде соли придают ей более активный характер и благоприятствуют выщелачиванию различных компонентов породы. В этих местах порода становится рыхлой, мучнистой и ослабленной. Нередко насыщенные уже солями растворы отлагаются и образуют тонкие сравнительно плотные карбонатные корочки.

Отобрано 22 образца для петрографического исследования, а также 5 образцов для химического анализа. Образцы взяты по вертикали (снизу вверх) из цокольной части главного фасада Дома Правительства.

**Образец № 1** взят у подошвы. Представлен рыхлым легко растворяющимся между пальцами порошковатым материалом.

**Образец № 2** взят в 30—40 см выше от места взятия образца № 1. Порода та же самая.

**Образец № 3** взят из плотных корочек выветривания.

**Образец № 4** (полусвежая) является переходным типом к свежей породе и

**Образец № 5** взят из свежей массивной породы.

Химическим анализом было определено содержание  $R_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $SO_3$ ,  $SiO_2$ ,  $H_2O$ . Результаты анализов сведены в таблице 1, здесь же приведен анализ среднего типа андезита по Дэли.

Результаты химического анализа<sup>1</sup>

Таблица I

№ обр.	Характеристика породы	$SiO_2$	$R_2O_3$	$MgO$	$CaO$	$SO_3$	$H_2O$	Сумма
1	Порошок, образованный в результате выветривания андезита	56,66	23,86	сл.	5,32	3,93	0,36	90,13
2	То же	55,75	23,45	не опр.	5,62	3,62	0,32	88,77
3	Из плотных корочек выветривания	57,69	23,72	не опр.	5,55	2,97	0,37	90,60
4	Полусвежая порода	59,27	23,15	не опр.	5,02	1,68	0,17	89,14
5	Свежий мелкозернистый андезит	62,02	22,18	сл.	4,92	0,46	0,06	89,64
	Средний тип андезита по Дэли	59,59	20,64	2,75	5,80	—	1,26	90,04

Как показывают результаты химических анализов, содержание  $SiO_2$  в разрушенных разновидностях андезита заметно падает (от 62,02% до 56,66%).

<sup>1</sup> Химические анализы произведены в лаборатории Арм. Геол. упр.

Такое падение содержания  $\text{SiO}_2$ , по всей вероятности, может быть объяснено механическим выносом вкрапленников плагиоклаза.

В измененных разновидностях пород наблюдается значительное увеличение содержания аниона  $\text{SO}_3$ , количество которого в указанных разновидностях, по сравнению со свежим, увеличивается больше восьми раз. Аналогичное соотношение наблюдается и в содержании  $\text{H}_2\text{O}$  (в свежем андезите—0,06 %, в измененном—0,36 %).

Увеличение содержания  $\text{SO}_3$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}$  (1,5 %) в измененных типах пород можно объяснить воздействием активных атмосферных вод, которые, размещаясь внутри породы, оказывают агрессивное, разрушительное действие.

Петрографическим исследованиям подверглись образцы, отобранные из цокольной части здания, имеющие различную степень измененности.

Микроскопически порода имеет порфировую структуру с андезитовой иногда гиалопилитовой структурой основной массы (фиг. 6). Последняя характеризуется наличием микролитов плагиоклаза, связанных главным образом бурым и частично зеленоватым стеклом. Необходимо также отметить, что в основной массе породы микролиты плагиоклаза резко преобладают над стеклом. Подобное соотношение, несомненно, оказывает значительное влияние на прочность андезитов.

В основную массу породы погружены вкрапленники известково-натриевого полевого шпата и амфибала.

Плагиоклазы таблитчатые, призматические с полисинтетическими двойникованиями. Около 20 % вкрапленников плагиоклаза состоят из идиоморфных концентрических зон с ядром, весьма богатым аортитом и с увеличением содержания альбита к периферии. Плагиоклазы определены в основном как андезин (№ 38—44) и иногда как лабрадор (№ 53—58).

Вкрапленники роговой обманки (фиг. 7) представлены удлиненно-призматическими, иногда ксеноморфными зернами, размером от 0,3 до 2,3 мм по удлинению зерен. Резкий плеохроизм их варьирует в бледных и темных тонах краснобурой окраски. Угол угасания  $c:\text{Ng}$  не превышает  $10^\circ$ . Они определяются как базальтическая роговая обманка, весьма основного характера. Характерным для базальтической роговой обманки является опацитизация, в результате которой она окружена опацитовой каймой.

Встречаются также редкие, ксеноморфные зерна магнетита с металлическим блеском в отраженном свете.

Результаты петрографического и химического исследования Капутанских андезитов приводят нас к следующим выводам:

Главным признаком, обуславливающим разрушение андезита Капутанского месторождения, является непрочность основной массы и непостоянство структуры пород, что и становится причиной ее механического разрушения. Эти явления благоприятствуют проникновению в поро-

ду влаги с дальнейшим ее испарением с поверхностных частей породы. Растворенные в воде соли выпадают и создают более плотные корочки выветривания, а места, в которых действуют активные воды (содержащие  $\text{CO}_3$ ,  $\text{SO}_3$  и другие анионы), постепенно становятся рыхлыми, мучнистыми и превращаются в порошковатую массу.

При механическом разрушении, не менее важное значение имеет химическая активность воды. При микроскопических исследованиях нами наблюдалось заметное химическое изменение компонентов породы.

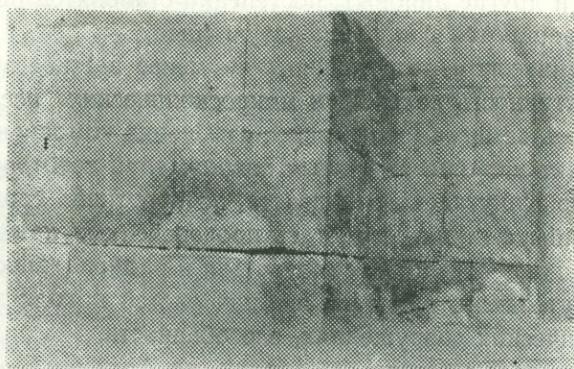
Самый факт наличия серьезных повреждений некоторых деталей, изготовленных из Капутанского андезита, за короткий срок (всего 15—25 лет) срок службы, а также результаты произведенных нами лабораторных исследований, дают основание сомневаться в рациональности конструирования из Капутанского андезита нижних частей цоколя зданий вообще, а в гидroteхнических сооружениях, в особенности.

Фундаментальные здания и сооружения Армении рассчитаны не на одно поколение, а на много веков, поэтому требуется совместная работа геолога и архитектора для подбора наилучшего качественного строительного материала для различных сооружений.

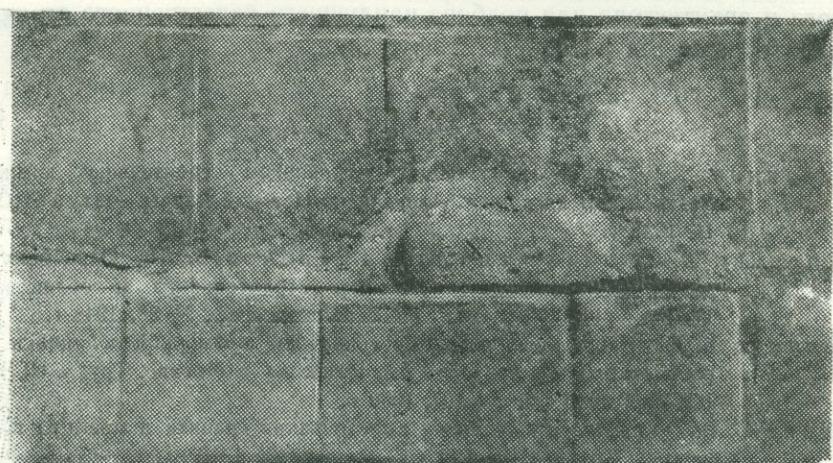
#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Белянкин Д. С., Наблюдения над выветриванием строительных камней на Лазаревском кладбище Александро-Невской Лавры. Мат. КЕПС, вып. 41, 1923 г.
2. Белянкин Д. С., Залесский Б. П. и Беликов Б. П., О работах Академии наук в области изучения строительного и облицовочного камня. Труды ИГН, вып. 89, сер. петрограф. № 28, 1948 г.
3. Беликов Б. П., Наблюдения над выветриванием мраморной облицовки музея изобретательских искусств им. Пушкина в Москве. Труды ИГН, вып. 122, сер. петрограф. № 37, 1950 г.
4. Лапин В. В., О некоторых явлениях выветривания гранита и мрамора в сооружениях. Труды ИГН АН СССР, вып. 25, 1940 г.

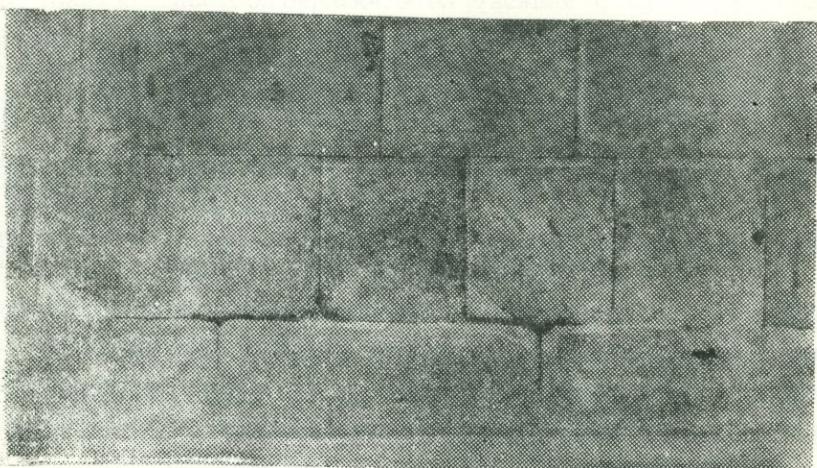
ИЛЛЮСТРАЦИИ ВЫВЕТРИВАНИЯ КАПУТАНСКИХ АНДЕЗИТОВ  
В СТЕНАХ ДОМА ПРАВИТЕЛЬСТВА АРМ. ССР



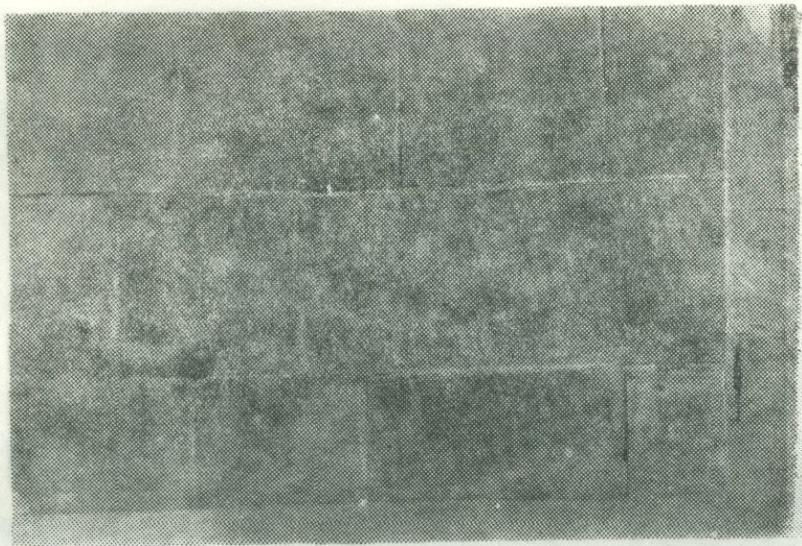
2. Деталь у главного входа



3. Деталь северо-западной части здания



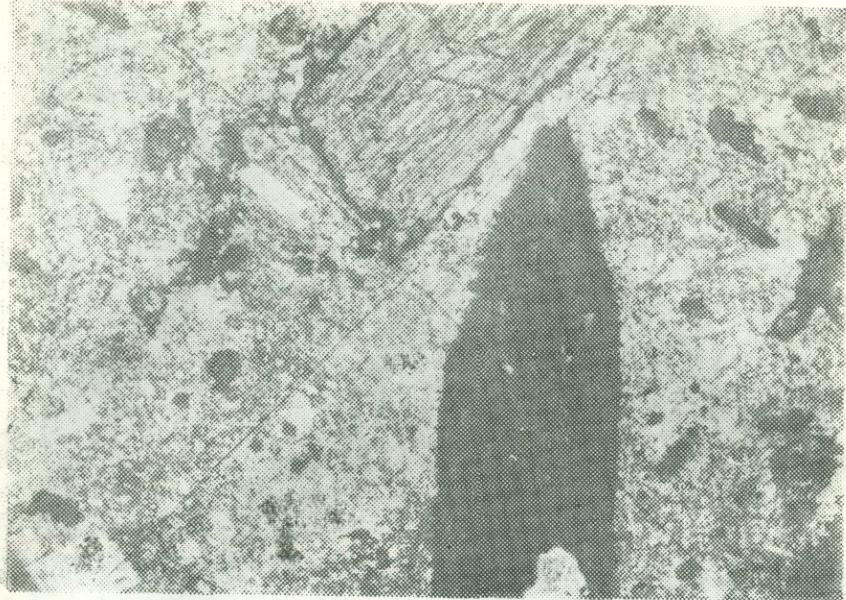
4. Деталь у юго-западной части здания



5. Деталь у главного входа



6. Свежий андезит с порфировой структурой увел. 50, X ник.



7. Андезит с порфировой структурой, хорошо выраженным роговыми обманками, с кольцами опацитизации. Увел. 50, II ник.

А. А. АДАМЯН

## О ПРИСУТСТВИИ ЦЕЛЕСТИНА В ГЛИНАХ ГИПСОНОСНОЙ ТОЛЩИ ШОРАГБЮРА

Среди тяжелых минералов пород гипсоносной толщи Котайского района большой интерес представляет целестин, выявленный автором при минералогическом исследовании пород шорагбюрской антиклинальной долины.

Обнаружение целестина интересно не только для использования в практических целях—корреляции и детализации разрезов, но и для решения вопросов палеогеографии.

Гипсоносная толща в литологическом отношении представлена зелеными глинами, чередующимися с частыми извилистыми прослойками и гнездами гипса.

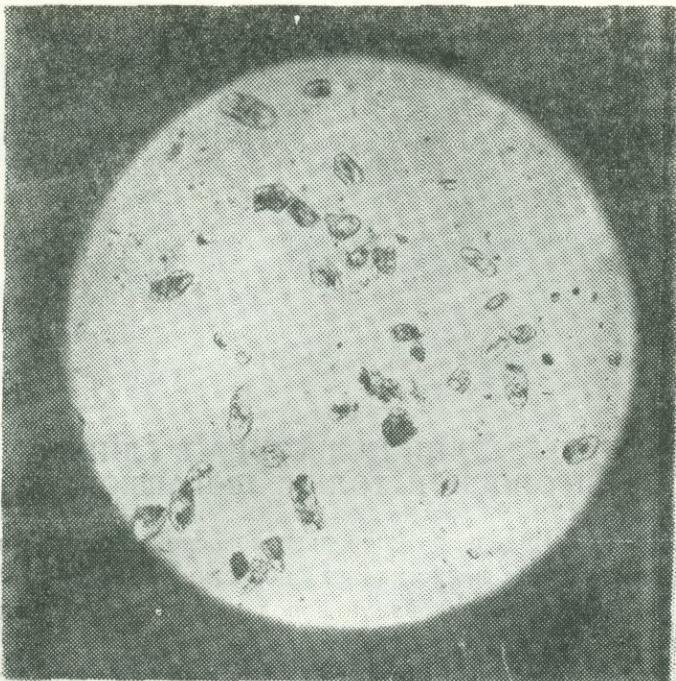
Стратиграфически гипсоносная толща залегает на пестроцветной. Возраст пестроцветной и гипсоносной толщ, по данным К. Н. Паффенгольца, определяется как верхний эоцен, а по данным А. А. Габриеляна, исходя из тех соображений, что пестроцветная толща согласно лежит на фаунистически охарактеризованной глинисто-песчанистой толще нижнего и среднего олигоцена, определяется возраст этих же толщ как верхний олигоцен и нижний миоцен.

Вопрос возрастных соотношений остается до настоящего времени открытым.

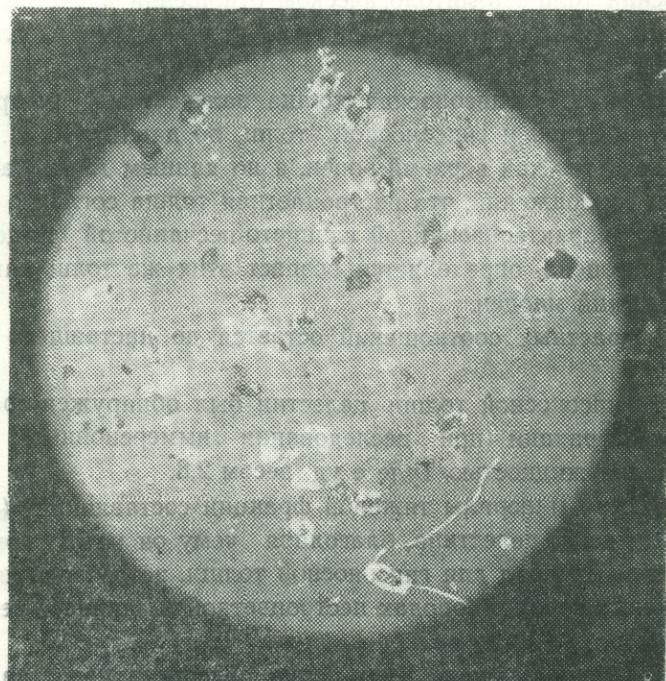
В глинах гипсоносной толщи целестин был обнаружен среди минералов тяжелой фракции (при исследовании иммерсионным методом) после разделения жидкостью Туле с уд. весом 2,8.

По количеству минералы тяжелой фракции составляют 2%, из коих 90% падает на долю целестина, благодаря чему он нами принимается за руководящий минерал для гипсоносной толщи, встречаясь лишь редко в виде единичных зерен в породах пестроцветной и глинисто-песчанистой толщ Шорагбюра.

Форма и величина—чаще всего зерна целестина представлены обломками кристаллов таблитчато-призматического габитуса, вытянутыми по третьей оси и уплощенными по третьему пинакоиду (фиг. 1, 2).



1. Микрофото целестина, увел. 20. Без анализатора



2. Микрофото целестина, увел. 20. Николи скрещены.

В значительно большем количестве можно наблюдать таблитчатоизометрическую форму зерен. Размер зерен в среднем от 0,02 до 0,11 мм.

Ориентировка целестина в препаратах преимущественно однозначна, если явившееся уплощении по (001), что обуславливает постоянство наблюдаемых оптических сечений, почти перпендикулярных оси С.

Цвет—в проходящем свете зерна целестина бесцветны, иногда слегка желтоваты, весьма часты в них включения рудного минерала, благодаря чему центральная часть зерна мутноватая.

Блеск—стеклянный, характерен перламутровый блеск на плоскостях спайности. Спайность совершенная по (001), заметна почти всегда в виде резких штриховок.

Оптические свойства—прозрачен или просвечивает по краям п. п.  $\geq 1,62$ , двупреломление явно кварцевое; цвета интерференции—серые тона первого порядка, дают ясно выраженную фигуру двусного положительного минерала; угасание прямое, удлинение положительное.

Спектроскопическими анализами установлены линии стронция.

Благодаря вышеуказанным диагностическим признакам целестин легко узнается в препаратах, что является большим удобством при массовых анализах, преследующих чисто практические цели (например, корреляция разрезов по скважинам).

Кроме чисто практических возможностей в связи с корреляцией и детализацией разреза пород слагающих шорагбюрскую антиклиналь, присутствие целестина в глинах гипсонасной толщи представляет и теоретический интерес.

Других данных о наличии целестина в осадочных формациях Армении пока не имеется.

При дальнейших исследованиях третичных отложений Армении, несомненно, должно быть обращено серьезное внимание на выявление присутствия целестина, что может иметь и практическое и теоретическое значение.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Стр.

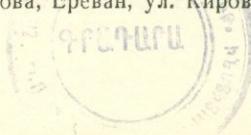
1. А. Т. Асланин, Основные черты послемиоценовой истории тектонического развития Армении . . . . .	3
2. Э. Г. Малхасян, Газминский комплекс интрузий в Армении . . . . .	13
3. А. А. Габриелян, В. П. Асратян и А. Е. Назарян, К стратиграфии и тектонике Сарыкаинской толщи бассейна озера Севан . . . . .	37
4. М. С. Юзбашев и [А. Н. Демехин], Джаджурское месторождение лигнита . . . . .	51
5. М. С. Юзбашев, Исследование брикетируемости бурого угля Джаджурского месторождения Армянской ССР . . . . .	61
6. Б. С. Вартапетян, К структуре Сласакара (Арм. ССР) . . . . .	73
7. Э. Г. Малхасян, А. А. Джагаров, Явления выветривания Капутанских андезитов в сооружениях гор. Еревана . . . . .	87
8. А. А. Адамян, О присутствии целестина в глинах гипсоносной толщи Шорагюра . . . . .	95

Техн. редактор *K. Багдасарян*  
Корректор *P. Мальцева*

ВФ 11745. Заказ 522 Сдано в производство 28/VI 1954 г.  
Подписано к печати 26/VII 1954 г. Бумага 70×108<sup>1/16</sup>.  
Печ. л. 7,25+5 вкл.=8. Уч.-изд. л. 9,1. Тираж 600 экз.

Цена 6 р. 40 к.

Типография Издательства Ереванского государственного университета  
им. В. М. Молотова, Ереван, ул. Кирова, 12.



6 p. 40 к.

11348