

ՀԱՍՆ ԳԱ Տեղեկագիր

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



## ԽՄՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒՆԳՐԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր), տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղդյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանք. գիտ. ղոկտ. Է. Ա. Խաչատրյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ), երկրա-հանք. գիտ. ղոկտ. Յ. Գ. Հակոբյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Հ. Գ. Մաղաֆյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Գ. Նազարով, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրիելյան, Է. Ս. Ռոստոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Յարամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян (ответственный редактор), докт. геол.-мин. наук Ц. Г. Акопян, член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Багдасарян, канд. техн. наук С. В. Багдалян, член-корр. АН Арм. ССР А. А. Габриелян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, акад. АН Арм. ССР Н. Г. Магакьян, акад. АН Арм. ССР А. Г. Назаров, Э. С. Ростолова (ответственный секретарь), канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (заместитель ответственного редактора), докт. геол.-мин. наук Э. А. Хачатурян (заместитель ответственного редактора), канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն

Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է՝  
375019, Երևան 19, Բարեկամությունից 24ա.

Адрес редакции:  
375019, Ереван 19, Барекамутян, 24а.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

<i>А. Т. Асламян.</i> О некоторых общих вопросах организации и направления геологоразведочных работ в Армянской ССР . . . . .	3
<i>А. Т. Асламян.</i> Сжимающаяся Земля как фильтр-прессинговый механизм для жструзии гипомагматических расплавов . . . . .	8
<i>С. М. Григорян.</i> О находке нуммулитид в палеоцене Армении . . . . .	15
<i>А. Р. Арутюнян, А. А. Тацян, Г. М. Егиазарян.</i> Геолого-геофизическая корреляция разрезов третичных отложений северо-западной части Араратской впадины . . . . .	24
<i>В. П. Гричук, Т. А. Айрапетян.</i> Разрез плейстоценовых континентальных отложений Гамзачиманской котловины . . . . .	31
<i>Э. В. Анянян, А. В. Варданян, Г. Р. Мкртчян.</i> К вопросу о зоне сочленения тектонических поясов в Зангезуре . . . . .	40
<i>Р. Н. Гаян.</i> Опыт применения микроструктурного анализа в оценке эрозионного среза интрузивов . . . . .	47
<i>Э. С. Матвеева, А. В. Сарновский.</i> Гелий в подземных водах Малого Кавказа . . . . .	56
<i>Г. В. Егоркина, В. А. Ракитов, И. В. Гаретовская, Л. М. Егорова.</i> Анизотропия скоростей в связи с напряженным состоянием земной коры на территории Армянской ССР . . . . .	66

Краткие сообщения

<i>В. О. Пароникян.</i> О координационном методе определения аномальных содержаний меди при геохимических поисках по магматическим породам (на примере Алавердского рудного района Армянской ССР) . . . . .	75
<i>С. О. Ачикгезян.</i> О гидротермальных изменениях инъекционных вулканических брекчий Шаумянского золото-полиметаллического месторождения . . . . .	78
<i>Г. С. Авакян.</i> Роль малых элементов в материнских породах Саргьюхского месторождения в процессе их бентонитизации . . . . .	82
<i>Р. Т. Мириджанян.</i> Тепловой поток через базит-гипербазитовый комплекс пород в районе южного побережья озера Севан . . . . .	86
<i>Д. О. Минасян.</i> Ферромагнитные фазы и компоненты естественной остаточной намагниченности некоторых эффузивных пород Армении . . . . .	90

Научная хроника

<i>Д. М. Арустамова.</i> Впервые в Ереване . . . . .	96
--	----

Потери науки

<i>А. Г. Казарян</i> . . . . .	102
Содержание XXIX тома Известий Академии наук Армянской ССР, Науки о Земле . . . . .	104



**ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԱԳԻՐ  
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**

**Թ Ո Վ Ա Ն Գ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն**

Ա. Տ. Ասլանյան. Հայկական ՍՍՀ-ում երկրաբանական-հետախուզական աշխատանքների կազմակերպման և ուղղության մի քանի ընդհանուր հարցերի մասին . . . . .	3
Ա. Տ. Ասլանյան. Կծկվող երկիրն իբրև ֆիտո-պրեսինգի մեխանիզմ հիստամագմատիկ հայոցքների էքստրուզիայի համար . . . . .	8
Ս. Մ. Գրիգորյան. Հայաստանում պալեոցենի նումուլիտիզների հայտնաբերման մասին . . . . .	15
Ա. Ռ. Հառուբյունյան, Ա. Ա. Տաշչյան, Գ. Մ. Եղիազարյան. Արարատյան իջվածքի հյուսիս-արևմտյան մասի նստվածքների երկրաբանական-երկրաֆիզիկական հարաբերակցությունը . . . . .	24
Վ. Պ. Գրիչուկ, Թ. Ա. Հարապետյան. Համգաչիմանի զոգավորության պլեյստոցենի ցամաքային նստվածքների կտրվածքը . . . . .	31
Է. Վ. Անանյան, Ա. Վ. Վարդանյան, Հ. Ռ. Մկրտչյան. Զանդեզուրում տեկտոնական գոտիների հարակցման հարցի մասին . . . . .	40
Ռ. Ն. Տայան. Միկրոստրուկտուրային անալիզի կիրառման փորձ ինտրուզիվներում էրոզիոն կտրվածքի գնահատման մեջ . . . . .	47
Է. Ս. Մատվիևա, Ա. Վ. Սառնովսկի. Հելիումը Փոքր Կովկասի ջրերում . . . . .	56
Գ. Վ. Եզրովիևա, Վ. Ա. Ռակիտով, Ի. Վ. Գաբնտովսկայա, Լ. Մ. Եզորովա. Արաղոթյունների անիզոտրոպությունը կապված Հայկական ՍՍՀ տարածքում երկրակեղևի գիծակի հետ . . . . .	66

**Համառոտ հաղորդումներ**

Վ. Հ. Պարսենիկյան. Մագմատիկ ապարներում գեոքրոմիական որոնումների ժամանակ պղնձի անոմալ պարունակությունների որոշման կոորդինացիոն մեթոդի մասին (Հայկական ՍՍՀ Ալավերդու հանքային շրջանի օրինակով) . . . . .	75
Ս. Հ. Այիֆազյան. Շահումյանի ոսկի-բազմամետաղային հանքավայրի ինչեկցիոն հրաբխային բրեկչիանների հիդրոթերմալ փոփոխությունների մասին . . . . .	78
Հ. Ս. Ավագյան. Քիչ տարածված տարրերի դերը Սարիգյուղի հանքավայրի մայր ապարներում նրանց բենթոնիտացման պրոցեսում . . . . .	82
Ռ. Տ. Միրիջանյան. Զերմային հոսքը Սեանա լճի հարավային մերձափնյա շրջանում տեղադրված բաղիտ-հիպերբազիտային ապարների միջով . . . . .	85
Չ. Հ. Մինասյան. Հայաստանի մի քանի էֆուզիվ ապարների բնական մնացորդային մագնիսականության ֆեռոմագնիսական ֆազաներն ու բաղադրիչները . . . . .	99

**Գիտական խոսնիկա**

Չ. Մ. Առուսամովա. Առաջին անգամ երևանում . . . . .	96
---	----

**Գիտության կորուսումներ**

Հ. Գ. Ղազարյան . . . . .	102
Հայկական ՍՍՀ Գիտությունների ակադեմիայի գիտություններ երկրի մասին տեղեկագրի XXIX հատորի բովանդակությունը . . . . .	104

А. Т. АСЛАНЯН

## О НЕКОТОРЫХ ОБЩИХ ВОПРОСАХ ОРГАНИЗАЦИИ И НАПРАВЛЕНИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ В АРМЯНСКОЙ ССР

В Армянской ССР выявлены и разведаны промышленные месторождения меди, молибдена, золота, алюминиевого сырья (нефелиновых шпегитов), железа, апатита, бенгонитов, перлитов, каменной соли, диатомитов, доломитов, известняков, туфов, шлаков, пемзы, базальтов, андезитов, мраморов, цеолитов, высокомагнезиального огнеупорного сырья, кислотоупорного сырья, поделочных камней, пресных и минеральных вод и др. Известны также значительные проявления фосфоритов, рутила, марганцевых и свинцово-цинковых руд, каменного угля и др., а также крупные массивы изверженных пород, включающих большие запасы полукондиционных руд меди, молибдена, титана, железа. Недостаточна обеспеченность разведанными и потенциальными запасами некоторых горнорудных предприятий, перерабатывающих собственно медные (Кафан, Шамлуг) и медно-молибденовые руды (Агарак).

Несмотря на значительную детальность геологической изученности, относительную плотность сети разведочных выработок и удовлетворительную эффективность разведочных работ, существуют определенные возможности и перспективы для наращивания сырьевых ресурсов республики, открытия новых видов сырья и дальнейшего повышения эффективности геологоразведочных работ.

Для успешного решения этих вопросов представляется необходимым осуществление следующих научно-организационных и производственно-технических мероприятий и работ.

1. Геологические карты и составленные на их основе специализированные карты (металлогенические, гидрогеологические и др.) рабочих масштабов нуждаются в серьезном улучшении и совершенствовании как в смысле достоверности и полноты использованного фактического материала, так и в отношении методики и техники исполнения и обеспеченности их данными аэровысотных съемок. По нашему мнению, в ближайшие годы необходимо произвести силами наиболее квалифицированных и опытных специалистов научно-исследовательских и производственных организаций ревизию указанных карт и выполнить дополнительный объем камеральных и полевых работ с тем, чтобы поочередно привести существующие карты в соответствие с требованиями современного геологоразведочного производства и научно-технической мысли.

2. Параллельно с работами по составлению и модернизации детальных геологических карт должны быть составлены мелкомасштабные карты геологических формаций и разломных структур при условии комплексного использования материалов аэровысотных съемок и регио-

нальных геофизических исследований (особенно данных сейсмостанций «Земля», «Черепаша», гелиевых съемок, магнитометрии и др.). Эти карты следует комплексировать с картой районирования территории республики по составу, строению и мощности земной коры.

Прогнозно-минералогические карты должны составляться на основе комплексной карты, отражающей инфраструктуру коры, сеть разломов, морфотектонику кристаллического фундамента, структуру осадочной покрывки, геологические формации, положение интрузивных тел, жерловых комплексов вулканов, сопряженных с ними разломов, антиклинальные структуры, кислые и щелочные интрузивы, вулканиты зеленокаменной фашии и др.

3. В важнейших рудных районах республики (Алавердский, Зодский, Гугаркский, Разданский, Кафанский, Каджаранский, Мегрипский, Амасийский) необходимо бурение ряда опорно-параметрических скважин глубиной от 1200—1500 до 2000—2500 м с целью получения новой информации о составе, структуре и рудоносности глубоких горизонтов разреза этих районов, уточнения структурно-геологических построений и улучшения основы дальнейших поисково-разведочных и региональных геофизических и геохимических исследований. Такие скважины помогут нам вывести из тупика работы по определению направления дальнейших исследований в районах Кафанского, Алавердского, Дастакертского и Агаракского месторождений. Равным образом для изучения перспективных в отношении рудоносности доверхнеплиоценовых комплексов (особенно палеогеновых и юрских), скрытых под покровом верхнеплиоценовых и четвертичных лав, занимающих более 1/4 территории республики, необходимо планомерное бурение скважин (в комплексе с геофизической, гелиевой и аэровысотной съемками) и составление структурно-формационной карты подлавовых комплексов как основы для прогнозно-минералогических исследований.

4. Территорию республики следует покрыть инфракрасной и радарной съемками в масштабе 1:100.000 и крупнее (для перспективных районов) с целью выделения тепловых аномалий, характеризующих бассейны подземных вод (артезианских, подлавовых, внутриразломных и др.), толщ пород с высокой концентрацией сульфидных минералов, внутрикоровые камеры с незастывшими магматическими расплавами, площади с интенсивными восходящими тепловыми потоками, разрывные структуры с большим выносом газов и паров. Для решения недавно выдвинутой у нас проблемы поисков и использования подземного тепла, а также для поисков новых бассейнов подземных вод, указанные съемки дадут чрезвычайно полезную информацию. Они дадут ценную информацию также по разломной тектонике.

5. Магматические образования, с которыми связаны все важнейшие месторождения цветных, редких и черных металлов республики, во многих случаях неудовлетворительно расчленены по возрасту и составу (по сильным признакам). Решение большого комплекса вопросов этой категории на современном уровне (с помощью теории распознава-

ния «образов» и использования ВМ) будет крупным вкладом в теорию поисков месторождений полезных ископаемых. Под этим углом зрения первоочередной задачей представляется типизация гранитоидных интрузий и определение их абсолютного возраста методами более совершенными, чем широко применяемый ныне К-Аг метод. Следует также значительно расширить объем изотопных исследований для решения информационно-генетических задач металлогении и петрологии.

6. Следует значительно усилить работы по изучению структуры рудных полей как наземными съемками, так и горнобуровыми и геофизическими методами. Представляется целесообразным выполнение сейсморазведочных (метод обменных волн) и голографических исследований для создания моделей рудных полей эксплуатируемых и разведываемых перспективных месторождений. В серьезном улучшении нуждаются работы по увеличению глубинности электроразведочных работ на рудных месторождениях жильного типа. Следует значительно расширить и повысить качество всех работ по изучению геохимических ореолов и метасоматических колонок интрузивных массивов и вмещающих рудные месторождения пород.

7. В Армянской ССР в ходе поисково-разведочных работ были выявлены крупные запасы бедных руд молибдена, меди, цинка, свинца, сурьмы, марганца и др., которые по разным соображениям считаются сегодня некондиционными или полукондиционными, причем граница между балансовыми и забалансовыми запасами до того расплывчата, что иногда руды, относимые к забалансовым и направляемые в отвал на одном месторождении, оказываются балансовыми на других<sup>1</sup>. Проблема освоения указанных забалансовых руд, равным образом и хвостов обогатительных фабрик, должна стать предметом специальных экономических исследований, причем должны учитываться также возможности их обогащения и освоения новыми методами гидрометаллургии, биометаллургии и др. Следует подчеркнуть, что запасы этих руд в среднем на один порядок превышают запасы соответствующих кондиционных руд.

8. Серьезной экономической проблемой является проблема комплексного использования добываемого горнорудного сырья. Так, например, Иджеванское месторождение бентонитов по количеству запасов и качеству сырья является уникальным. Бентониты имеют широкое применение в 50 различных отраслях народного хозяйства, однако добываемые на этом месторождении первоклассные бентониты использу-

---

<sup>1</sup> По нашей просьбе Фармазяном А. С. были произведены предварительные экономические расчеты по рудам Каджаранского и Агарацкого месторождений. Оказалось, что принятая в настоящее время величина минимального промышленного содержания условного металла (меди) в рудах Каджарана более чем в 2,5 раза превышает расчетную, а по рудам Агарака—в 1,5 раза. Снижение действующих кондиций по Каджарану до уровня агаракских руд, позволит более экономно и рационально использовать руды месторождения, не говоря уж о том, что вовлечение бедных руд в разработку значительно расширит минерально-сырьевую базу этого месторождения.

ются лишь для приготовления бурового глинистого раствора, окатышей железорудных концентратов и отчасти в пищевой промышленности. То же самое можно сказать, например, о перлитах Арагацкого месторождения, являющихся по качеству лучшими в стране.

Медно-молибденовые и медноколчеданные руды, разрабатываемые в больших масштабах, содержат повышенные концентрации попутных полезных компонентов—серы, золота, серебра, селена, теллура, рения и др., извлечению которых не уделяется должного внимания. Так, например, из руд Кафанского месторождения извлечение серы составляет 33,4%, золота—23,7%, серебра—59,6%, селена—51,4%, теллура—56,4%. Потери этих элементов в хвостах обогащения происходят преимущественно за счет потерь пирига, извлечение которого в медный концентрат не превышает 20—22%.

В свете требований нового Закона о недрах указанным вопросам должно быть уделено должное внимание.

9. Давно у нас ставится вопрос о необходимости глубокого и всестороннего научного анализа вопросов оптимизации разведочных работ—плотности сети выработок, последовательности их проводки, соотношения между объемом геофизических, геохимических и поисково-съёмочных работ и др. Нами лично еще в 1958 году ставился вопрос о решении т. н. обратной задачи разведки: определить тот минимум объема разведочных выработок и ту рациональную последовательность проходки этих выработок, которые формально обеспечили бы некоторый промышленный минимум запасов на известном типе месторождений с наперед заданными (условно или безусловно) параметрами рудных тел. Решение подобной «обратной» задачи исключает возможность ошибки в преждевременной проходке (на стадии предварительной разведки) сгущающих промежуточных выработок, если разведывается месторождение без серьезных промышленных перспектив и, наоборот, позволяет с минимальными затратами осуществить задачи следующего этапа разведки месторождения (так, например, в горных районах жильные месторождения часто разведываются последовательной проходкой штолен сверху вниз через определенные твердые интервалы и нередко бывает так, что штольни нижних горизонтов показывают отсутствие кондиционного оруденения и таким образом доказываются отсутствие промышленного минимума запасов на месторождении и, следовательно, излишество в проходке штолен на промежуточных горизонтах). Аналогичные вопросы возникают в деле локального прогнозирования и научно-методического и технического обоснования проходки самих разведочных выработок, как правило, дорогостоящих и требующих для проходки много времени. Нам представляется, что выбор и обоснование этих выработок, особенно тех из них, которые имеют первостепенное значение и высокую стоимость проходки, должны решаться, как говорится, на широкой демократической основе—коллективно, лучшими силами как самих производственных организаций, так и научно-исследовательских учреждений. Применение математи-

ческих методов исследований, экспериментального моделирования и новейших счетно-решающих устройств должны способствовать успешному решению этих задач. Мы надеемся на решение ряда таких задач в недавно созданной в ИГи Армянской Академии лаборатории применения в геологии физико-математических методов исследований.

УДК 551.2

А. Т. АСЛАНЯН

## СЖИМАЮЩАЯСЯ ЗЕМЛЯ КАК ФИЛЬТР-ПРЕССИНГОВЫЙ МЕХАНИЗМ ДЛЯ ЭКСТРУЗИИ ГИПОМАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

В современных представлениях о природе вулканической деятельности не получили пока количественно обоснованного объяснения процесс подъема из мантии плотных ( $\rho = 2,9—3,3 \text{ г/см}^3$ ) магм габбро-перидотитового состава, образующих самостоятельно или в ассоциации с основными лавами ( $\rho = 2,7—2,8 \text{ г/см}^3$ ) громадные пояса в геосинклинальных системах, срединноокеанических хребтах и изредка в платформенных областях, и процесс крупномасштабных пластовых (силловых) инъекций, которые занимают площади в десятки тысяч кв. км и могли быть внедрены в верхнюю кору по механизму гидравлического разрыва (латерального распора) стратифицированных свит по поверхностям напластования. Равным образом, количественно недостаточно оценены энергетические возможности тех основных процессов, которые обуславливают подъем магмы из мантии к дневной поверхности.

В последующем изложении подъем магматических расплавов и практически несжимаемых текучих гипомагматических масс в целом, размещенных в толще более твердых и вязких масс мантии Земли (в виде прослоев, линз, гнезд, жил, интерстиционных капель и т. д.), рассматривается в основном как следствие общего гравитационного сжатия Земли, обуславливающего выдавливание («процеживание») их по механизму фильтр-прессинга (как в латеральном, так и в радиальном направлениях) и перемещение в зоны разрывных нарушений. Что касается других хорошо известных процессов подъема магмы на поверхность (механизм газлифта, днапировый механизм, связанный с явлениями серпентинизации и дэзклогитизации, механизм вязкостной итерации и гравитационного всплывания легких выделок под влиянием архимедовой силы и др.), то они рассматриваются нами как процессы, накладывающиеся на основной процесс гравитационного фильтр-прессинга, особенно процесс адиабатического газлифта, который проявлен очень широко, но эффективно действует лишь до глубин в несколько км, и процесс внедрения магматических масс в раздвиги прогибающейся литосферы [1, 3, 5, 6, 12, 14, 15, 17].

Таким образом, постановка задачи в смысле функционирования фильтр-прессингового механизма требует сжатия Земли, нарушения сплошности литосферы и наличия достаточного количества энергии, обеспечивающего подъем магматических расплавов<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Фильтр-прессинговый механизм вулканической активности сжимающейся Земли напоминает синдром гипертонического криза с кровоизлиянием, когда система крове-

Рассмотрим вкратце эти три аспекта задачи.

I. Согласно теореме вирнала Земля будет сжиматься [2] при условии

$$U < \frac{|W|}{3\gamma - 3} = \frac{3}{5 - n} \cdot \frac{GM^2}{R} \cdot \frac{1}{3\gamma - 3},$$

где  $U = MTC$  — полный запас кинетической (тепловой) энергии Земли,  $G$  — гравитационная постоянная,  $M$  — масса,  $n$  — индекс полнотропии,  $\gamma$  — постоянная Грюнрайzena,  $R$  — радиус,  $T$  — средняя температура,  $C$  — удельная теплоемкость вещества,  $W$  — потенциальная энергия гравитационного поля Земли.

Наименее благоприятными условиями для спонтанного сжатия Земли являются  $n=0$  (однородная модель планеты) и  $\gamma=3$  (модель из сильно сжатого газа). При этих данных контракция будет иметь место при условии

$$T < -\frac{GM}{10 RC}.$$

Подставляя  $GM/R = V_0^2 = 6,3 \cdot 10^{11} \text{ см}^2/\text{сек}^2$  и  $C = 10^7 \text{ эрг}/(\text{град. г.})$ , получаем  $T < 6350^\circ\text{K}$  ( $V_0$  — первая космическая скорость).

Из этих оценок следует, что Земля будет сжиматься, если ее средняя температура не более  $6350^\circ\text{K}$  — независимо от структурных и физических особенностей, противодействующих процессу самогравитации. Поскольку температура порядка  $5000$ — $10000^\circ\text{K}$  достигается лишь в центре Земли [8], температура  $1600$ — $1700^\circ\text{K}$  — на глубинах  $80$ — $100 \text{ км}$  (глубина очагов ряда действующих вулканов [5]), а средняя температура Земли по разным оценкам колеблется лишь в пределах  $3000$ — $4000^\circ$  (на границе мантия—ядро  $4200^\circ\text{K}$ ), постольку контракция Земли представляется неотвратимой<sup>1</sup>.

II. Второе важное условие для экзотрихий абиссальных расплавов — это наличие глубоких нарушений в сплошности коры и мантии, необходимых для транспорта и реаккумуляции магмы.

Судя по распределению очагов землетрясений, заметно большей прочностью Земля обладает до глубины  $700$ — $800 \text{ км}$  (исключая астеносферный слой), причем тот факт, что как очаги умеренных глубин, так и очаги больших глубин тяготеют к одним и тем же сейсмогенным поясам, дает возможность рассматривать причину возникновения и тех и других с единой точки зрения.

Согласно астрономической статистике, к концу процесса индивидуализации планет ( $4,6 \cdot 10^9 \text{ лет т. н.}$ ), период их осевого вращения рав-

носных сосудов организма испытывает спазматическое сжатие, а сама кровь, как несжимаемая жидкость, ищет выхода из сжимающейся сосудистой системы и прорывается через пораженные участки сосудов.

<sup>1</sup> Для Луны при  $C = 1,2 \cdot 10^7 \text{ эрг}/(\text{град. г.})$ ,  $\gamma = 1,5$ ,  $n = 0$  формула для  $U$  дает  $T = 1300^\circ\text{K}$ . Радиоактивность Луны в три раза превышает радиоактивность Земли, если считать, что тепловое излучение обоих тел обусловлено радиоактивным распадом.

нялся периоду вращения Юпитера, т. е. около 10 ч [4]. Палеоэкологическими исследованиями также доказано, что, например, в силуре (около 400 млн. лет т. н.) период вращения Земли составлял 21 ч, в среднем девоне (350 млн. лет т. н.)—21,9 ч [20].

Согласно пропорции

$$\frac{\sigma_0}{\alpha_n} = \frac{T_0}{T_n^2}$$

полярное сжатие  $\alpha_n$  Земли, равное в настоящее время примерно 1/300, в начале геологического времени ( $\alpha_0$ ) должно было равняться примерно 1/50.

Поскольку прочность литосферы достигает  $\sigma_s = 3700 \text{ кг/см}^2$  (прочность базальтов под всесторонним давлением  $10.000 \text{ кг/см}^2$  и температуре  $500^\circ\text{C}$ ), модуль упругости  $E = 1.100.000 \text{ кг/см}^2$ , а внутреннее напряжение, обусловленное полярным сжатием, имеет величину  $\sigma = \alpha E = 0,5 \rho R$  ( $\rho$ —плотность,  $R$ —радиус литосферы), равную в настоящее время пределу прочности литосферы, постольку следует полагать, что в архес литосфера была расчленена разломами на множество блоков. Вместе с этим в процессе лунно-солнечного приливного торможения, соответствующего замедления вращения Земли и вытягивания ее фигуры в направлении оси вращения, образовалась сеть линейных элементов, которая, по-видимому, контролирует главнейшие орогенные пояса, срединноокеанические хребты, сводово-рифтовые зоны континентов, кольцевые разрывные структуры высоких широт и др. Кроме того, неизбежны нарушения сплошности коры и мантии вследствие гравитационного сжатия планеты, значительного изменения положения толщи планеты в отношении кинетической оси и соответствующей переформировки фигуры равновесия, а в последующем также изостатические движения по зонам разломов и пластических шарниров (орогенез), обеспечивающих подвижность масс для восстановления равновесия литосферы по закону Архимеда [1, 2, 7, 8, 13].

Исходя из этой предпосылки, еще в 1939 г. Г. Джеффрис [19] указал на необходимость существования в мантии Земли мощных разломов, контролирующих очаги землетрясений до глубин 700–800 км. Следуя Девисону и Дарвину, Джеффрис [8] и позднее Шейдеггер [21] и Вильсон [7] пришли к выводу, что геометрический эффект уменьшения объема Земли выражается в основном в усадке и горизонтальном растяжении верхней мантии и возникновении в ней системы контракционных раздвигов, перерастающих далее в магистральные зоны дугообразных сбросовых нарушений. Указанные зоны раздвигов (потенциальные вакуумы по А. Ритману [16]), как коллекторы—галереи должны дренировать рассеянные в смежных эклогит-перидотитовых толщах капельно-жидкие выплавки магмы, образуя жилеобразные скопления. При этом представляется вероятным, что частичное плавление масс в этих толщах должно происходить вследствие быстрого падения давления в зонах раздвигов.

В одной из ранних работ автора было высказано предположение о зарождении эвгеосинклиналией над подобными зонами контракционных раздвигов мантии, насыщенными маловязкими выплавками и обладающими по этой причине значительной деформируемостью (в смысле среды Винклера).

III. Энергетика механизма экстррузии гипоматмы, обрисованного выше, вполне увязывается с энергетикой контракции Земли.

По подсчетам Менарда, за последние 100 млн. лет в области Тихого океана, площадью около 180 млн. км<sup>2</sup>, излилось около 24 млн. км<sup>3</sup> базальтовых лав [10, 22]. Если считать это отношение нормой и экстраполировать его на весь земной шар, то выход магмы из недр составит в среднем 0,7 км<sup>3</sup>/год. Другая оценка, экстремальная, основана на предположении, что вся земная кора (выше границы раздела М) с массой  $m = 2,38 \cdot 10^{25}$  г образовалась за последние  $4,6 \cdot 10^9$  лет и что соответственно в течение всей истории литосферы из недр поднималось ежегодно в среднем 2 км<sup>3</sup> твердых масс [5, 11].

Для подъема такой массы из глубины  $h = 150$  км, согласно формуле  $w = mgh$  требуется  $3,2 \cdot 10^{35}$  эрг ( $g$  — гравитационное ускорение в интервале глубин  $z = h = 150$  км), а для перевода ее в расплавленное состояние, согласно зависимости  $w_m = m(tC_p + q)$ ,  $w_m = 3,98 \cdot 10^{35}$  эрг (при температуре плавления коры 1400°К, удельной теплоемкости  $C_p = 1,25 \cdot 10^7$  эрг/(г. град) и скрытой теплоте плавления  $q = 3 \cdot 10^9$  эрг/г) [22].

Таким образом, из общего запаса кинетической энергии Земли, оцениваемой цифрой минимум  $4,3 \cdot 10^{38}$  эрг, при формировании земной коры магматическим путем было утеряно энергии  $6,5 \cdot 10^{35}$  эрг или в среднем  $1,63 \cdot 10^{26}$  эрг/год.

В астрономической литературе отмечается, что радиус Земли уменьшается со скоростью примерно 5 см за 100 лет [2]. Рассматривая перемещение на малую величину  $\Delta R = 5$  см к центру Земли внешней ее оболочки мощностью  $h = 150$  км, средней плотностью  $3,5$  г/см<sup>3</sup> и радиусом 6370 км, легко убедиться, что при таком перемещении энергия положения (потенциальная энергия) этой оболочки изменится за 100 лет на величину  $\Delta W \approx 4\pi R^2 \rho gh \cdot \Delta R = 1,25 \cdot 10^{30}$  эрг или за год на величину  $1,25 \cdot 10^{28}$  эрг. Эта энергия на два порядка больше соответствующей удельной энергии, необходимой для образования коры магматическим путем и на два—три порядка больше годовой энергии всех землетрясений ( $10^{25}$ — $10^{26}$  эрг/год).

Следует отметить, что достаточно мощным источником тепла для поддержания активности глубинных магматических очагов является также энергия, которая заимствуется из энергии осевого вращения Земли при торможении ее лунно-солнечными приливами. Энергия последних, диссипирующая в водоемах астеносфере, внешнем жидком ядре Земли, а также в зонах разломов, пластических шарнирах и магматических расплавах, составляет за год  $1,2 \cdot 10^{27}$  эрг, причем по оценкам Мунка и Макдональда [9], 37% этой энергии диссипирует в океанах и морях (в основном в мелководных их частях). Остальная часть

приливной энергии (63%) в несколько раз превышает то количество энергии, которое необходимо для становления коры магматическим путем.

В общем случае при гомологическом сжатии Земли выделяется кинетическая энергия в количестве

$$\Delta U = \frac{3}{5-n} \cdot \frac{GM^2}{(3\gamma-3)R} \cdot \frac{\Delta R}{R} = \frac{W}{(3\gamma-3)} \cdot \frac{\Delta R}{R}.$$

Подставляя сюда значения потенциальной энергии гравитационного поля Земли  $W = 2,54 \cdot 10^{39}$  эрг, гравитационной постоянной  $G = 6,67 \cdot 10^{-8}$  см<sup>3</sup>/г.сек<sup>2</sup>, массы Земли  $M = 5,98 \cdot 10^{27}$  г, радиуса  $R = 6,37 \cdot 10^8$  см, индекса полнотроны  $n = 0,5854$ ,  $\Delta R/R = 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>, получим годовой выход кинетической энергии в толще Земли  $\Delta U = 4,3 \cdot 10^{28}$  эрг при  $\gamma = 3$  (слабо диссипативная модель Земли). В последнем случае значительная часть (5/6) энергии гравитационного сжатия переходит в энергию простого гидростатического сжатия вещества планеты, накапливается в прочных ее слоях в виде потенциальной энергии деформации, поглощается веществом при эндотермических фазовых переходах и формировании химических связей, расходуется на ускорение вращательного движения Земли, на увеличение энергии орбитального движения Луны и др. [2, 18, 22].

Здесь следует отметить, что в случае отставания темпов теплоотвода от темпов сжатия Земли, вещество мантии должно размягчаться и в тех зонах, где имеются неоднородности, отличающиеся относительно невысокой температурой плавления, будут образовываться магматические выплавки, которые в дальнейшем в процессе гравитационной усадки и дизъюнктивного расчленения мантии выжимаются в разрывы литосферы. Этапы подобного отставания в темпах теплоотвода будут, очевидно, этапами ограниченного увеличения объема Земли\*. В целом

\* Для totally расширяющейся модели Земли, пронизанной сетью зияющих раздвигов глубокого заложения, можно вести следующие оценочные расчеты высоты подъема магмы.

1) Высота подъема лавы по зияющему раздвигу (по шахте) за счет собственного тепла равняется  $h \approx c(t_1 - t_2)/g$ . Принимая теплоемкость базальтовой лавы  $c = 10^7$  эрг/(г.град), исходную температуру лавы  $t_1$  (на глубине  $h$ ), температуру лавы в кратере вулкана  $t_2$  и  $g = 1000$  см/сек<sup>2</sup>, получим при  $h = 8$  км,  $\Delta t = t_1 - t_2 = 80^\circ\text{C}$ , а при  $h = 80$  км,  $\Delta t = 800^\circ\text{C}$ , т. е. для того, чтобы лава могла адиабатически подниматься из кровли астеносферы на дневную поверхность, она должна иметь исходную температуру минимум  $2100^\circ\text{C}$ . При этом необходимо значительное содержание в ней летучих компонентов, играющих роль транспортера (содержание летучих ничтожно в эколлит-перидотитовой магме и достигает 7% в толентовой магме).

2) Минимальная мощность верхов астеносферного слоя гипоматмы, необходимая для ее разуплотнения, вспучивания и гидростатического подъема по зияющим раздвигам до земной поверхности, равняется  $\Delta H \approx H_b \rho_v / \rho_a$ . Принимая мощность литосферы  $H_b = 80$  км, плотность ее  $\rho_v = 3,13$  г/см<sup>3</sup> (по Буллеу), плотность астеносферы  $\rho_a = 3,48$  г/см<sup>3</sup> (по Берчу), получим  $\Delta H \approx H_b = 80$  км, т. е. при тотальном расширении Земли и расчленении литосферы и верхней мантии на расходящиеся блоки

поток тепла из Земли, моделируемый как процесс эксфильтрации (диффузии) фононного газа, фильтр-прессинговый механизм экструзии относительно жидких и маловязких фракций глубинного вещества и дегазация этого вещества представляют в совокупности явления, минимизирующие свободную энергию и энтропию Земли и препятствующие отклонениям ее от состояния устойчивого равновесия.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 23.VII.1976.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

ԿՕԿԼՈՂ ԵՐԿԵՐՆ ԻԲՐԵՎ ՀԵԼՏԻՐ-ՊՐԵՍՍԻՆԳՅՈՒ ՄԵԽԱՆԻԶՄ  
ԷԽՏՐՈՅՆԻՄԱՏԻԿ ԶԱՆՅՔՆԵՐԻ ԷՔՍՏՐՈՒԶԻԱՅԻ ԶԱՄԱՐ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Երկրի գրավիտացիոն կծկման պրոցեսում ընդերքում գտնվող կաթիլային հալոցքները արտամղվում են խզումնային զոնաների մեջ և ապա կծկման նույն ուժերի ազդեցության տակ բարձրանում կեղևի վերին հորիզոնները: Այստեղ այդ ուժերին գումարվում են արգիմեդյան, էրիֆտյան և մյուս ուժերը, որոնք նպաստում են մագմատիկ հալոցքների հետագա վերելքին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Исследование по теории тектонической деформации Земли. Ереван, 1955.
2. Асланян А. Т. Термо-гравитационный критерий изменения объема Земли. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1976.
3. Влодавек В. И. Вулканическая деятельность в цифрах и некоторые выводы. Геодинамика, магмообразование и вулканизм, Петропавловск-Камчатский, 1974.
4. Голдрайх П., Пил С. Динамика вращения планет. В сб. «Приливы и резонансы в солнечной системе», М., 1975.
5. Горшков Г. С. Проблемы современной вулканологии. В сб. «Эволюция вулканизма в истории Земли», М., 1974.
6. Грейтон Л. Предположения о вулканическом тепле. М., 1949.
7. Джекобс Дж. А., Рассел Л. А., Уилсон Дж. Т. Физика и геология. М., 1964.
8. Джеффрис Г. Земля. М., 1960.
9. Макдональд Г., Манк У. Вращение Земли. М., 1964.
10. Макдональд Г. Вулканизм. М., 1975.
11. Малеев Е. Ф. Вопросы планетарной эволюции вулканизма. В сб. «Геодинамика, магмообразование и вулканизм», Петропавловск-Камчатский, 1974.
12. Моррисон Л. Вековое ускорение орбитального движения Луны и вращения Земли. В сб. «Приливы и резонансы в солнечной системе», М., 1975.
13. Оганезов Г. Г. К теории тектонической деформации земного сфероида. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1976.

наступает изостатическое равновесие между текучими массами, исчезают аномалии силы тяжести и деформирующие напряжения, происходит поднятие континентов и регрессия эпиконтинентальных морей.

14. Паталаха Е. И., Авдеев А. В. О механизме подъема магм. Известия АН СССР, серия геол., № 5, 1975.
15. Раст Н. Зарождение, подъем и становление магм. В сб. «Механизм интрузий магмы», М., 1972.
16. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., 1964.
17. Федотов С. А. Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам. Известия АН СССР, серия геолог., № 4, 1976.
18. Cook M. A., Eardley A. J. Energy requirements in terrestrial expansion. Journ Geophys. Res., 66, № 11, 1961.
19. Jeffreys H. Deep focus earthquakes. Ergebnisse kosmischen Physik, 4, 1939.
20. Seyfert C. K., Sirkin A. L. Earth history and Plate tectonics, N. Y., 1973.
21. Shidegger A. E. Principles of Geodynamics, Springer—Verlag, 1958.
22. Yokoyama I. Energetics in Active Volcanoes, Bull. of the Earthquake. Res. Inst. of Tokyo, v. 35, part 1, 1957.

УДК 551.781.4

С. М. ГРИГОРЯН

## О НАХОДКЕ НУММУЛИТИД В ПАЛЕОЦЕНЕ АРМЕНИИ

Палеоценовые отложения на территории Армении имеют весьма ограниченное распространение и отличаются скудностью остатков фауны. Представлены они флишондными и частично карбонатными отложениями, развитыми в Еревано-Ордубадской и Севано-Ширакской интрагеосинклинальных зонах.

Палеоценовый возраст этих отложений впервые был установлен по мелким фораминиферам [3, 7, 8].

В настоящей работе сообщается о первых находках нуммулитид в палеоценовых отложениях Армении и приводится описание некоторых представителей этих нуммулитид.

В результате обработки собранного нами палеонтологического материала из нижнепалеогеновых отложений Амасийского района (в 3 км к северо-западу от с. Дашкерпи, вблизи развалин с. Боскала) было установлено, что в нижних частях отложений фаунистически охарактеризованного палеогена<sup>1</sup> присутствуют мелкие нуммулиты палеоценового возраста — *Nummulites deserti* de la Harpe, сопровождающиеся спрекулинами плохой сохранности.

Другой комплекс крупных фораминифер палеоценового возраста — *Nummulites fraasi* de la Harpe, *N. fraasi* var. *densispira* de la Harpe, *Discocyclina seunesi* Douvillé, *N. exilis* Douvillé определен нами по нашим сборам и сборам Габриеляна А. А., Саркисяна О. А. и Г. П. Симоняна из палеогеновых отложений бассейна р. Селим.

Касаясь характеристики разреза и условий залегания рассматриваемых нами палеогеновых отложений, следует указать, что в Амасийском районе они имеют в своем основании довольно мощные базальные конгломераты (50—60 м) и залегают на размытой поверхности копыяк-сантонской вулканогенно-осадочной толщи. В Ехегнадзорском районе, в долине р. Селим явно выраженного перерыва между верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями не обнаружено, и они отбиваются по границе карбонатных отложений, включающих неясные остатки орбитондов и терригенную пачку (мощностью 140 м), которая в своей верхней части содержит довольно обильную фауну палеоценовых нуммулитид.

Палеоценовые нуммулиты впервые были определены и описаны Лягарпом в 1883 г. из оазиса Фарафра в Ливийской пустыне Египта и позднее швейцарским палеонтологом Шаубом в 1951 г.

<sup>1</sup> Нижнеэоценовые нуммулиты Амасийского района были найдены геологом А. Ш. Матевосяном и определены С. М. Григорян.

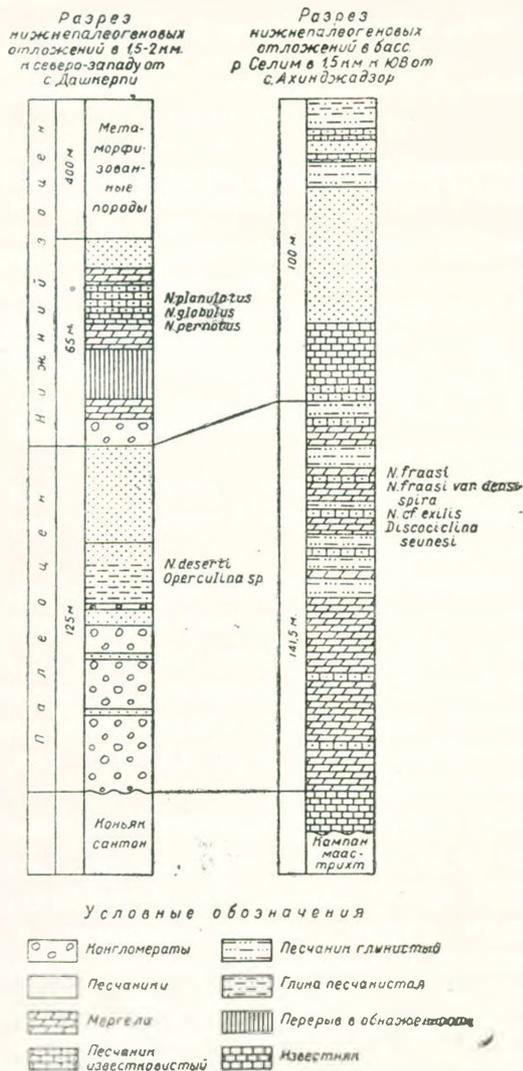


Рис. 1.

В СССР они обнаружены в Мангышлаке, юго-восточной Грузии, Абхазии, Бадхызе, Таджикской депрессии, в Нахичеванской АССР и в северо-восточных предгорьях М. Кавказа (табл. 1).

Ниже приводятся описания характерных для палеоцена нуммулитов Армении.

### *Nummulites deserti* de la Harpe, 1883

1883. *Nummulites deserti* de la Harpe, p. 177, Taf. 31, fig. 20—25.

1951. *N. deserti*: Schaub, p. 96—98, fig. 19—21 (A).

1961. *N. deserti*: Said and Kerdany, p. 324—327, Text, fig. 7. N labc.

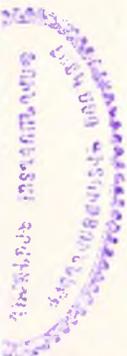
1965. *N. deserti*: Мамедов, стр. 24, Табл. 1, фиг. 1 (A).

1972. *N. deserti*: Ашуров, Немков, стр. 76, Табл. 1, фиг. 15 (A), 16 (B).

1972. *N. deserti*: Blondeau, p. 142, Pl. XVII, fig. 1; Pl. XVIII, fig. 1—4.

Схема сопоставления палеоценовых пуммулитид Армении с некоторыми странами Европы, Азии и Африки

Возраст		Страны, авторы												
		Армения, Григорян	Египет, Санд и Кердани, 1961	Швейцария, Шлиерен Флиш, Шауб, 1951	Сев. Италия, Швейхаузер, 1954	Сирия, Крашенинников, 1965	Грузия, юго-вост., Мревлишвили, 1965	Азербайджан, Мамедов, 1965	Мангышлак, Бархагова, Немков, 1965	Таджикская, депрессия, Ашуров, 1970				
Верхний мел														
Палеоцен	нижний	<i>N. deserti</i> <i>N. fraasi</i> <i>N. fraasi</i> var. <i>den-</i> <i>sipira</i> <i>N. exilis</i> <i>D. seunesi</i> <i>O. heberti</i>	Сланцы Исны	<i>N. fraasi</i> <i>N. solita-</i> <i>rius</i> <i>N. deserti</i> <i>O. lybica</i>	Илердский ярус	<i>N. involu-</i> <i>tus</i> <i>N. deserti</i> <i>N. solita-</i> <i>rius</i>	<i>D. seunesi</i>	<i>D. seunest</i> <i>N. deserti</i>	<i>N. fraasi</i> <i>D. seunesi</i>	<i>N. fraasi</i> <i>N. desrti</i> <i>N. subplannu-</i> <i>latus</i> <i>N. praeexi-</i> <i>lis</i> <i>N. nitidus</i> <i>N. spileccen-</i> <i>sis, N. bol-</i> <i>censis</i>	<i>N. fraasi</i> <i>N. bolcensis</i> <i>N. spileccen-</i> <i>sis</i> <i>N. prae-</i> <i>murchisoni</i> <i>O. gigantea</i>	бухарская свита	<i>N. fraasi</i> <i>N. solita-</i> <i>rius</i> <i>N. silvanus</i> <i>N. praeexi-</i> <i>lis</i> <i>N. pernotus</i>	
	верхний													
Нижний эоцен		<i>N. planulatus</i> <i>N. globulus</i> <i>N. pernotus</i>	Известняки Фарафра	<i>N. burdigalensis</i> <i>N. partschi</i> <i>N. aquitani-</i> <i>cus</i> <i>As. placen-</i> <i>tula</i> <i>Alv. oblonga</i>	Слон Спилекко <i>N. bolcensis</i> <i>N. spileccen-</i> <i>sis</i>	<i>N. planula-</i> <i>tus</i> <i>N. globulus</i> <i>N. nitidus</i> <i>Alv. oblonga</i>	<i>N. planula-</i> <i>tus</i>	<i>N. planula-</i> <i>tus</i> <i>N. bolcensis</i>	<i>N. planulatus</i> <i>N. bolcensis</i> <i>N. spileccen-</i> <i>sis</i> <i>N. prae-</i> <i>murchisoni</i> <i>O. gigantea</i>					



**Д и а г н о з.** Раковина маленькая, вздутая. Септальные линии радиальные. Спираль правильная, раскручивается медленно, равномерно. Спиральная полоса средней толщины. Септы прямые, наклонные, утолщены в основании. Камеры ромбовидные, развиты в высоту слегка больше, чем в длину. Мегасфера состоит из двух неравновеликих камер.

### Мегасферическая генерация (А)

Табл. 1, фиг. 1, 2, 4.

*Внешние признаки.* Раковина маленькая, вздутая. В центре раковины имеется утолщение белого цвета, от которого отходят радиальные септальные линии, слабо изогнутые в виде буквы S.

*Внутреннее строение.* В экваториальном сечении спираль правильная, раскручивается медленно, равномерно. Шаг спирали слегка возрастает от центра к периферии. Толщина спиральной полосы достигает  $1/2—1/3$  высоты спирального канала соответствующего оборота.

Септы довольно толстые, утолщенные в основании, наклонные, слегка изогнутые в верхней части. Верхний задний угол заостренный. Камеры почти ромбовидные, развиты в высоту слегка больше, чем в длину в начальных оборотах, а в последнем—почти изометрические.

Мегасфера маленькая, состоит из двух камер. Протоконх округлый, крупный, дейтерокопх—полукруглый, маленький (почти в 2 раза меньше протокопха).

В осевом сечении раковина напоминает вздутый эллипс. Обороты полностью инволютные. Спиральная полоса толстая. Мегасфера овальная. Боковые стенки оборотов соединяются под тупым углом в начальных оборотах, а в последнем—под острым углом.

Р а з м е р ы: Д—1,5; 2 мм.

Т—1; 1,2 мм.

На радиус 0,75 мм приходится 3 оборота. Последовательное отношение каждого оборота к первому: 1; 1,2; 1,5.

Величина мегасферы 0,2 мм.

Число септ в  $1/4$  оборота:

для первого оборота—3

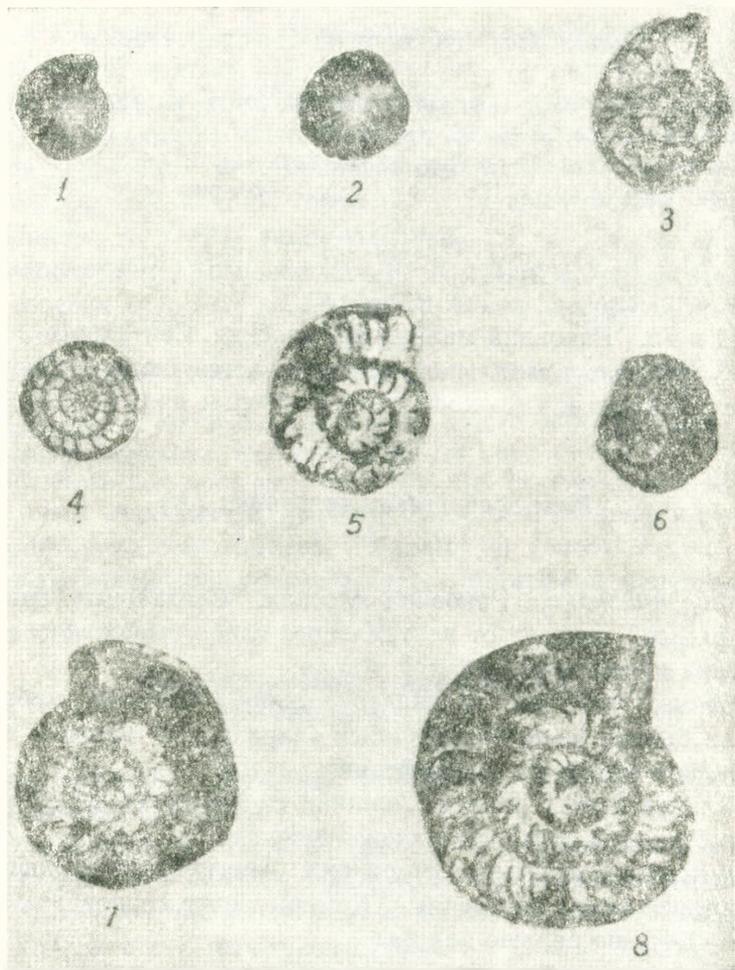
» второго » —5

» третьего » —6

*Сравнение.* Маленькой раковиной *N. deserti* имеет сходство с *N. fraasi*. От последнего отличается вздутой раковиной, сжатыми оборотами и менее высокими и широкими камерами. Имеет большое сходство с *N. solitarius*, но отличается менее сжатой спиралью и более изогнутыми септами.

*Геологический возраст и географическое распространение.* *N. deserti* происходит из палеоценовых отложений Египта. Встречается в синхрон-

Таблица I

Фиг. 1, 2. *Nummulites deserti* de la Harpe (A)  $\times 10$ .

Внешний вид. Амасийский р-он, развалины с. Боскала. Палеоцен.

Фиг. 3. *Nummulites fraasi* var. *densispira* de la Harpe (A)  $\times 10$ .Экваториальное сечение. Ехегнадзорский р-он, Вайоцзорский перевал.  
Палеоцен.Фиг. 4. *Nummulites deserti* de la Harpe (A)  $\times 10$ .

Экваториальное сечение. Амасийский р-он, развалины с. Боскала. Палеоцен.

Фиг. 5, 7. *Nummulites fraasi* de la Harpe (A)  $\times 10$ .Экваториальное сечение. Ехегнадзорский р-он. Вайоцзорский перевал.  
Палеоцен.Фиг. 6. *Operculina* sp.  $\times 10$ .

Амасийский р-он, развалины с. Боскала. Палеоцен.

Фиг. 8. *Nummulites exilis* Douville (B)  $\times 10$ .

Там же.

ных отложениях Швейцарии (Шлисерен флиш), Сирии, Грузии, Азербайджана, Таджикской депрессии. В Армении встречается в отложениях, залегающих ниже зоны *N. planulatus*.

Местонахождение. Армянская ССР, Амасийский район, окрестности развалин с. Боскала.

*Nummulites fraasi* de la Harpe, 1883.

1883 *Nummulites fraasi* de la Harpe, p. 164, Taf. 30, fig. 9—11.

1951. *N. fraasi*: Schaub, p. 95—96, fig. 15—18 (A).

1960. *N. fraasi*: Said and Kerdanu, p. 323, Text. fig. 7, 3a, b, c.

1965. *N. fraasi*: Бархатова, Немков, стр. 33—33, рис. 9а, б; Табл. I, фиг. 1—9 (A, B).

1965. *N. fraasi*: Мамедов, стр. 24, Табл. I, рис. 2, 3, 4.

1972. *N. fraasi*: Ашуров, Немков, стр. 76, Табл. I, фиг. 1, 2 (A, B).

1972. *N. fraasi*: Blondeau, p. 122, Pl. II, fig. 1—4.

**Диагноз.** Раковина маленькая, плоская. Септальные линии радиальные. Спираль правильная, раскручивается быстро. Обороты инволютные. Спиральная полоса тонкая. Септы прямые. Камеры высокие.

**Мегасферическая генерация (A)**

Табл. I, фиг. 5, 7

*Внешние признаки.* Раковина плоская. Септальные линии радиальные, прямые, отходят от центрального слабо выраженного маленького бугорка и слегка изгибаются у края.

*Внутреннее строение.* В экваториальном сечении наблюдается правильная быстро раскручивающаяся спираль, шаг которой возрастает значительно от центра к периферии.

Спиральная полоса тонкая, толщина ее достигает  $1/3$ — $1/6$  высоты спирального канала соответствующего оборота.

Септы тонкие, прямые в основании, изогнутые в верхней части. Верхний задний угол заостренный. Камеры почти серповидные, их высота в 1,3—1,4 раза больше длины.

Мегасфера состоит из двух почти равновеликих камер.

В осевом сечении форма раковины напоминает уплощенный эллипс. Боковые стенки оборотов соединяются под острым углом.

Размеры: Д—2; 2,2 мм.

Т—1; 1,2 мм.

На радиус 1 мм приходится 3 оборота. Последовательное отношение каждого оборота к первому: 1,5; 2.

Число септ в  $1/4$  оборота:

для первого оборота—2

» второго » —4

» третьего » —6

Величина мегасферы 0,2 мм.

*Сравнение.* *N. fraasi* внешними признаками—маленькой раковиной, радиальными септальными линиями имеет сходство с *N. deserti*, *N. solitarius*. От обеих указанных форм отличается быстро раскручивающейся спиралью и значительно высокими камерами.

*Геологический возраст и географическое распространение* *N. fraasi* является типичным палеоценовым видом, встречается в верхнепалеоценовых отложениях Египта, Грузии, Азербайджана, Мангышлака, Таджикской депрессии. В Армении встречается в известняках палеоцена Ехегнадзорского района, совместно с другими палеоценовыми видами *D. seunesi*, *N. fraasi* var. *densispira*.

*Местонахождение.* Армянская ССР, Ехегнадзорский район, Вайоцзорский перевал (в 1,5 км к ЮВ от сел. Ахнджадзор).

### *Nummulites fraasi* var. *densispira* de la Harpe, 1883

1883. *Nummulites fraasi* var. *densispira* de la Harpe, T. XXX (1), fig. 8.

1851. *N. fraasi* var. *densispira*: Schaub, p. 96, Text. fig. 16.

1972. *N. fraasi densispira*: Ашуров, Немков, стр. 76, Табл. I, фиг. 4 (А).

*Диагноз.* Раковина маленькая. Септальные линии радиальные. Спираль раскручивается быстро. Спиральная полоса тонкая. Септы толстые. Камеры серповидные, высокие. Мегасфера маленькая.

### Мегасферическая генерация (А)

Табл. I, фиг. 3.

*Внешние признаки.* Раковина маленькая, плоская. Септальные линии радиальные, прямые.

*Внутреннее строение.* В экваториальном сечении спираль раскручивается быстро, шаг которой значительно возрастает от центра к периферии. Толщина спиральной полосы достигает 1/4—1/5 высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы толстые, слегка аркообразно изогнутые в верхней части. Верхний задний угол заостренный.

Камеры высокие, почти серповидные, их высота в 1,5—2 раза больше длины. Мегасфера маленькая, состоит из двух почти равновеликих камер.

В осевом сечении раковина эллипсоидная. Обороты сближены. Мегасфера маленькая, овальной формы.

Размеры: Д—2 мм.

Т—0,8 мм.

На радиус 1 мм приходится 2 оборота. Высота второго оборота в 1,5 раза больше первого.

Число септ в 1/4 оборота:

для первого оборота—2

» второго » —5.

Величина мегасферы 0,18 мм.

*Сравнение.* *N. fraasi* var. *densispira* отличается от *N. fraasi* меньшим количеством оборотов на один и тот же радиус. От других близких видов отличается теми же признаками, что *N. fraasi*.

*Распространение и геологический возраст.* Впервые выделен Лягарпом [11] в палеоценовых отложениях Египта (оазис Фарафра). Встречается совместно с другими палеоценовыми видами—*N. deserti*, *N. fraasi*, *N. solitarius*.

В СССР встречается в палеоценовых отложениях Таджикской депрессии. В Армении встречается в Ехегнадзорском районе совместно с *N. fraasi*, *D. seunesi*,

*Местонахождение.* Армянская ССР, Ехегнадзорский район, Вайоцзорский перевал.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 23 I.1976.

Ս. Մ. ԳՐԻԳՐՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻՄ ՊԱԼԵՈՑԵՆԻ ՆՈՒՄՈՒԼԻՏԻԳՆԵՐԻ ՀԱՅՏՆԱԲԵՐՄԱՆ  
ՄԱՍԻՆ

Ս. մ զ և փ ու լ մ

Հայաստանում պալեոցենի հասակի ապարները ունեն սահմանափակ տարածում և բնորոշվում են բրածո կենդանիների աղքատ մնացորդներով: Նշված հասակի նստվածքները ֆլիշոիդային, մասամբ էլ կրաքարային ֆացիաներով հանդիպում են միայն Երևան-Օրդուբադի և Սևանա-Շիրակի ինտրադեռսինկլինալային պոնաներում: Այդ նստվածքների պալեոցենյան հասակն առաջին անգամ հաստատվել է նրանց մեջ պարունակվող մանր ֆորամինիֆերներով:

Մինչև վերջին ժամանակները Հայաստանի պալեոցենում խոշոր ֆորամինիֆերներ հայտնի չէին:

Հեղինակը Ամասիայի և Եդիզնաձորի շրջաններից հավաքված խոշոր ֆորամինիֆերների կազմում առաջին անգամ հայտնաբերել և նկարագրել է պալեոցենի հասակի նումուլիտներ՝ *Nummulites deserti* de la Harpe, *N. fraasi* de la Harpe, *N. fraasi* var. *densispira* de La Harpe, *D. seunesi* Douvillé, վատ պահպանված օպերկուլինանների և *N. exilis* Douv. հետ միասին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ашуров А. А., Немков Г. И. О палеоценовых пуммулитах Таджикской депрессии. БМОИП, т. XXVII, № 3, 1972.
2. Бархатова Н. Н., Немков Г. И. Крупные фораминиферы Мангышлака и Северного Приаралья и их стратиграфическое значение. «Наука», 1965.
3. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1964.

4. Галев Б. Т. О палеоценовых нуммулитидях и их стратиграфическом распространении. «Вопросы микропалеонтологии», «Наука», № 13, 1970.
5. Крашенинников В. А. Зональная стратиграфия палеоценовых отложений. «Проблемы стратиграфии кайнозоя», «Недра», М., 1965.
6. Мамедов Т. А. Открытие нуммулитов в палеоценовых отложениях Азербайджана. ДАН Азерб. ССР, т. XXI, № 12, 1965.
7. Мартиросян Ю. А. Фораминиферы верхнемеловых и нижнепалеоценовых отложений юго-западной части Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1970.
8. Мартиросян Ю. А., Саркисян О. А. Новые данные по стратиграфии палеоцено-нижнеэоценовых отложений западного Айоцзора. ДАН Арм. ССР, т. XXXIV, № 4, 1962.
9. Мревлишвили Н. И. Палеоценовые нуммулитиды юго-восточной Грузии. Известия Геол. об-ва Грузии. Тбилиси, 1965.
10. Blondeau A. Les Nummulites. Paris, 1972.
11. Harpe Ph. Monographie der in Aegypten und des libyschen Wüste Vorkom. Nummuliten. Paleont. N. i. X. vol. XXX Cassel, 1883.
12. Said R. and Kerdany M. T. The geology and micropaleontology of the Farafra Oasis. Egypt. Micropaleontology. Vol. 7, № 3, pp. 317-336. 1961.
13. Schaub H. Stratigraphie und Paleontologie des Schlierenflysches Schweiz. Paleontol. Abhandl. 68, Basel, 1951.

УДК 551.7.02(083.4)

А. Р. АРУТЮНЯН, А. А. ТАШЯН, Г. М. ЕГИАЗАРЯН

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ  
ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ  
ЧАСТИ АРАРАТСКОЙ ВПАДИНЫ

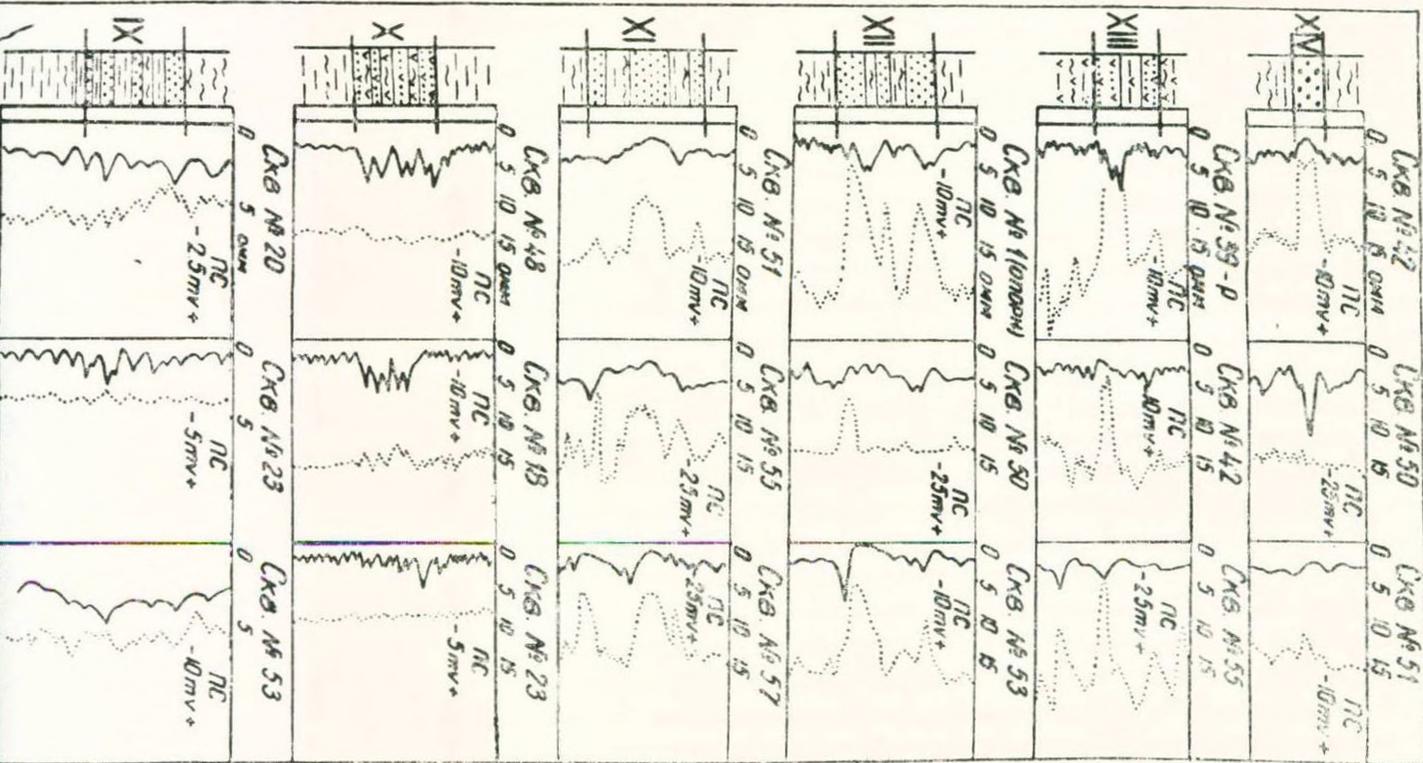
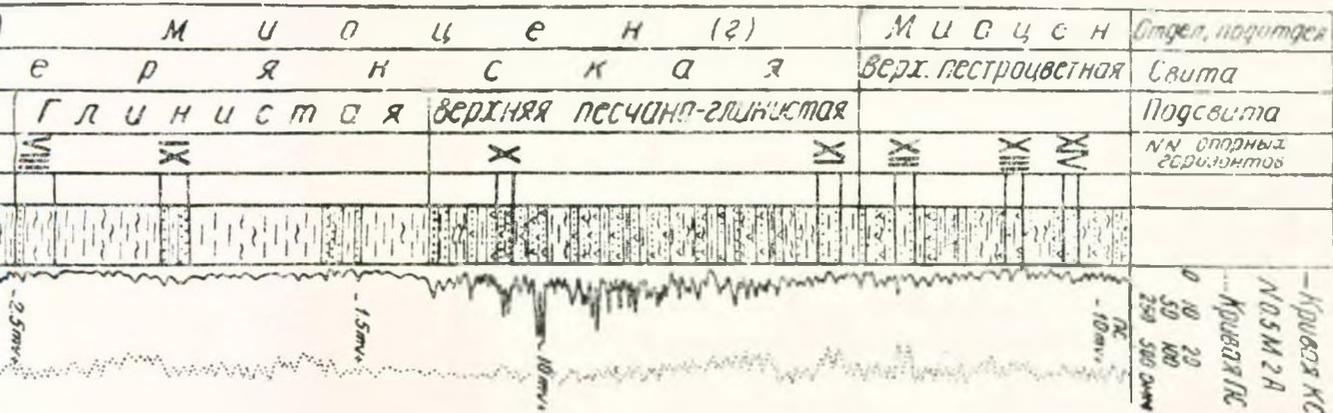
Исследуемый район отличается сложностью геолого-тектонического строения. Бурением параметрических, поисковых и структурных скважин изучены отложения от среднего эоцена до верхнего сармата, общей мощностью 5000—6000 метров. Комплексными исследованиями этих толщ выяснен большой круг вопросов, связанных со стратиграфическим и структурным положением разрезов, литолого-фациальными, гидрогеохимическими и другими их особенностями. Работы эти привели к открытию ряда газопроявлений, приуроченных к разновозрастным горизонтам. Как отмечалось и ранее [2, 3], наиболее существенные перспективы связываются здесь с образованиями эоцен-верхнемелового возраста.

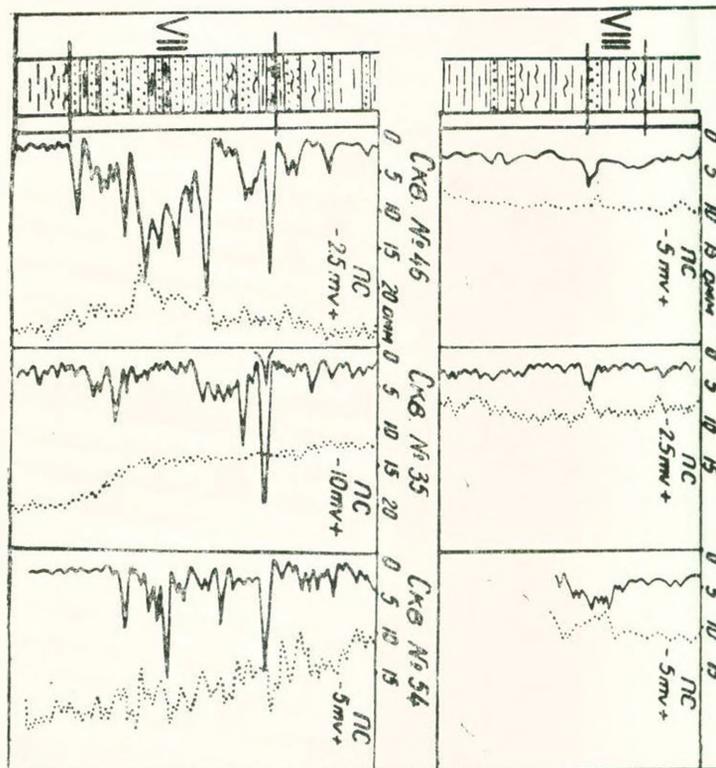
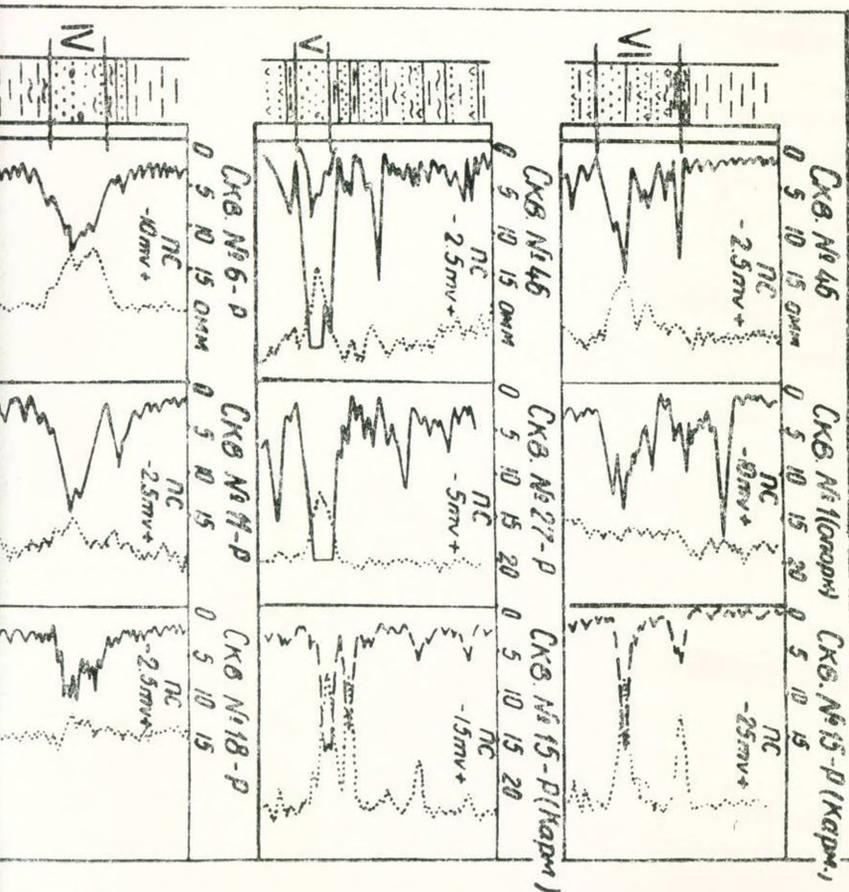
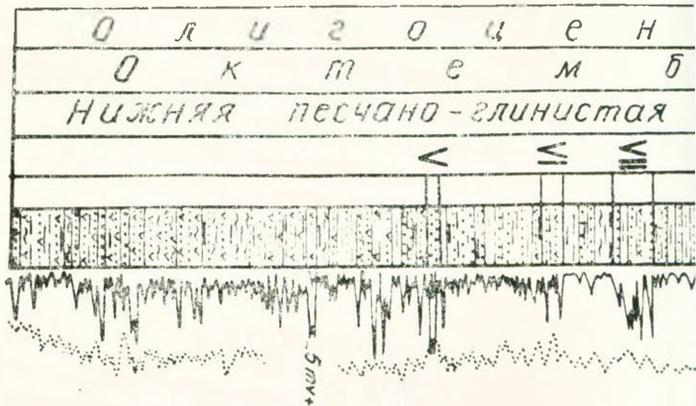
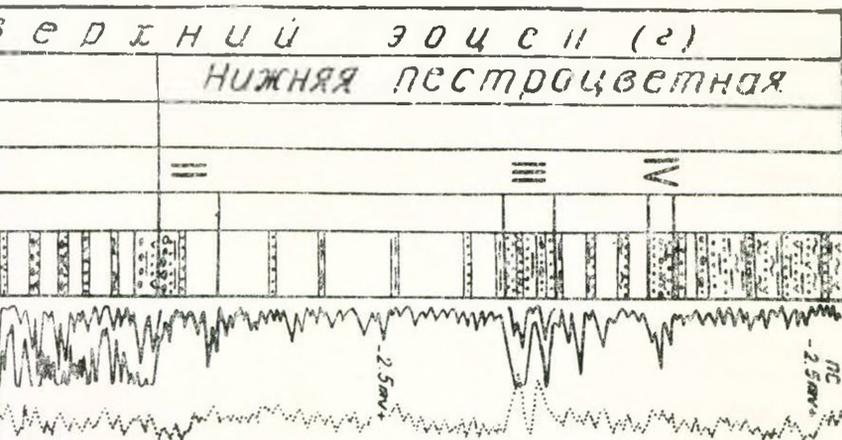
Между тем, вопрос надежной корреляции вскрытых разрезов, имеющий важнейшее значение, в частности, в деле осуществления оптимальных структурных построений, остается недостаточно решенным.

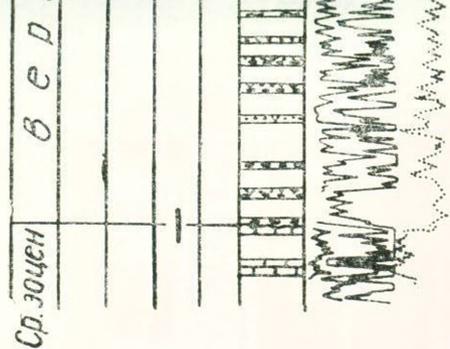
Рассматриваемой проблеме ранее были посвящены некоторые работы. Так в статье [1] авторы, опираясь на данные литологии, микрофауны, минералогии и каротажа, выделяют в октемберянской свите 9 горизонтов с соответствующими реперами и маркирующими горизонтами.

В предлагаемой статье осуществлена комплексная корреляция с выделением маркирующих горизонтов, свойственных для подавляющей части вскрытых скважинами разрезов. При выборе маркирующих горизонтов, на начальной стадии выделения коррелятивов были использованы данные всех тех скважин, которые были пробурены с максимальным выносом керна и вскрыли, в общей сложности, весь рассматриваемый разрез от среднего эоцена до верхнего сармата (скважины 1, 11, 18, 6—Октемберян, 8—Ахурян, 15—Кармрашен, 36—Беркашат, 5-к, 11-к, 48-к, 46-к, 37-к и др.). Затем полученные данные, по возможности, распространялись на определенные интервалы всех остальных скважин. С целью выделения комплексных коррелятивов, которые в разрезе четко отличались бы по литологическому составу, содержанию органических остатков, особенно микрофауны, и оказались бы выдержанными на каротажном материале, использовались результаты всех видов исследований как полевых, так и лабораторных и промыслово-геофизических.

В качестве коррелятивов выбраны маломощные пласты и реже поверхности отдельных стратиграфических комплексов. Материал по остракодовой фауне и минералогическим исследованиям оказался не-







- |   |  |    |  |
|---|--|----|--|
| 1 |  | 9  |  |
| 2 |  | 10 |  |
| 3 |  | 11 |  |
| 4 |  | 12 |  |
| 5 |  | 13 |  |
| 6 |  | 14 |  |
| 7 |  | 15 |  |
| 8 |  |    |  |

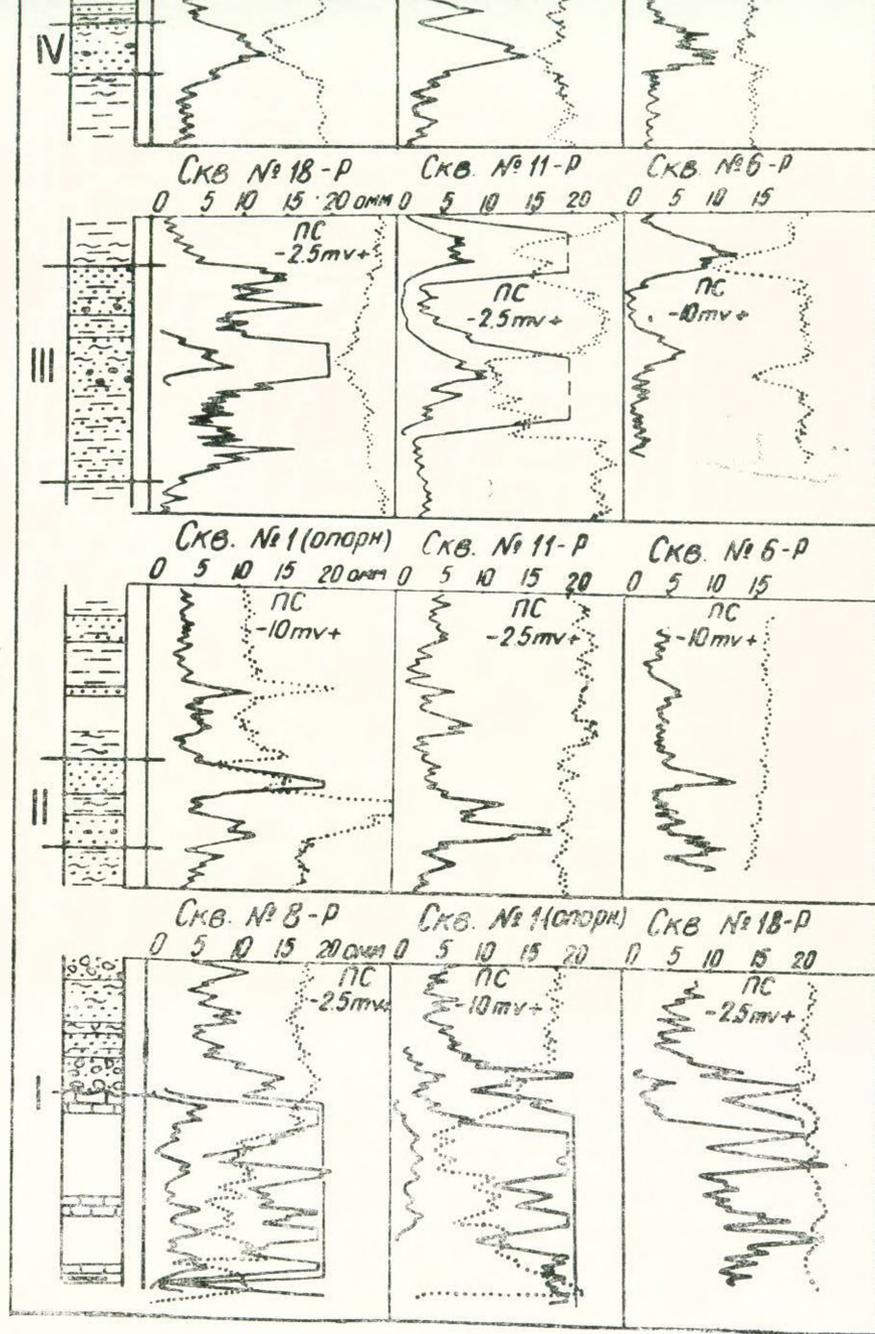


Рис. 1. Схема размещения геолого-геофизических маркирующих горизонтов в палеогеновых и нижнемiocеновых отложениях северо-западной части Араратской впадины: 1—брекчии; 2—конгломераты; 3—гравелиты; 4—

песчаники; 5—алевролиты; 6—глины; 7—туфопесчаники; 8—алевро-туффиты; 9—туфопелиты; 10—известняки; 11—мергели; 12—углистые сланцы; 13—кривая зона N 0,5 M 2,0 A; 14—кривая зона A 0,5 M 2,0 N; 15—кривая ПС.

устойчивым при определении границ маломощных пластов—коррелятивов, поскольку остракодовая фауна развита по всему разрезу и встречается чуть ли не во всех слоях глин и алевролитов, а минералогические ассоциации и группы приурочиваются к широким интервалам разреза. Особое значение придавалось однозначно установленным стратиграфическим границам, литологически однородным пластам, содержащим характерные палеонтологические остатки, и четко выраженным каротажным реперам. Следует отметить, что для октемберянской свиты фаунистические коррелятивы были использованы только в тех случаях, когда отмечались не вызывающие сомнений концентрации последних в определенных интервалах, коррелируемых и другими методами. В этой свите маркирующие горизонты приурочиваются большей частью к средним частям подсвит, поскольку в пограничных их интервалах отмечаются зоны фациальных переходов, представленные коррелятивами местного характера, имеющими самостоятельное значение лишь для решения ряда узких вопросов.

Выдержанными по всему разрезу коррелятивами оказались ниже рассмотренные 14 опорных горизонтов (рис. 1).

Первый опорный горизонт относится к четко выраженной стратиграфической границе между терригенно-карбонатным средним эоценом с *Nannulites Millesaput* и трансгрессивной серией туфогенно-обломочных пород, относимых предположительно к верхнему эоцену. Эти две толщи различаются также на каротажном материале. Так, величины кривых КС карбонатного разреза обычно превышают 100 *омм*, а перекрывающей ее толщи не достигают 100 *омм*. Причем, во всех случаях в основании последней залегает горизонт базальных конгломератов с прослоями глинистых песчаников и гравелитов с удельным сопротивлением не более 30 *омм*, что весьма однозначно подчеркивает границу указанных двух толщ.

Второй опорный горизонт залегает в подошве нижней пестроцветной свиты. Литологически он представлен пластом, мощностью 10—12 *м*, светло-серого, грубозернистого песчаника с прослоем, в средней части, красно-бурой глины, благодаря чему горизонт на каротажных диаграммах отражается двуконечной пикой. На кривых КС песчаному пласту соответствует интервал с относительно высоким удельным сопротивлением 12—25 *омм* на фоне низкоомных (2—5 *омм*) вмещающих глинистых пород. Соответствующая горизонту кривая ПС выражена общим положительным фоном естественных потенциалов.

Третий опорный горизонт залегает в средней части разреза пестроцветной свиты и прослеживается на 200—350 *м* выше второго. Литологически он представлен двумя пластами светло-серых, среднезернистых, массивнослоистых песчаников, мощностью от 10 до 30 *м* каждый. Пласты песчаника разделены прослоями красно-бурых глин и алевролитов, мощностью 10—15 *м*. В пределах ряда структур мощность глинистого прослоя увеличивается за счет частичного замещения песчаных пластов глинами. В подобных случаях свойственные

горизонту рисунки кривых КС и ПС хотя в значительной мере изменяются, все же в целом горизонт остается легко распознаваемым. Подстилающими и перекрывающими горизонт являются красно-бурые и серые глины и алевролиты, с которыми он образует резкий контакт. На диаграммах электрокаротажа на общем низкоомном (3—5 *омм*) фоне кривых КС вмещающих пород опорный горизонт выделяется характерной конфигурацией кривой КС со значением удельных сопротивлений 25—30 *омм*. На кривых ПС песчаникам ренера отвечают отрицательные аномалии естественных потенциалов, величиной 7—12 *мв*.

Четвертый опорный горизонт залегает на 100—250 *м* выше по разрезу от третьего. Он сложен массивнослоистым пластом полимиктовых, плотных песчаников, мощностью 8—15 *м*. От вмещающих красно-бурых глин, алевролитов и тонкозернистых глинистых песчаников горизонт отличается светло-серой окраской, крупнозернистостью, включением редких гравийных обломков и обильным содержанием обугленных остатков растительности. На кривых КС этот горизонт четко выделяется в виде широкой пики с удельным сопротивлением 10—15 *омм*. Вмещающие же его породы характеризуются сопротивлением не более 3—5 *омм*. Он отличается также заметным отрицательным сдвигом кривой ПС, величиной 5—7 *мв*.

Пятый опорный горизонт залегает на 700—800 *м* выше по разрезу. Он представляет собой пласт, мощностью 7—8 *м*, светло-серого, крупнозернистого, массивнослоистого, слабоцементированного песчаника с обугленными растительными остатками. Непосредственно в его кровле и подошве залегают прослои темно-серых глин, а выше и ниже от них разрез представлен чередованием глин, алевролитов и тонкозернистых глинистых песчаников. На каротажных диаграммах горизонту соответствует высокоомная узкая пика со значением удельного сопротивления 20—35 *омм*, а кривая ПС выражена аномальной величиной 12 и более *мв*. Вмещающие же породы характеризуются лишь зазубренной кривой КС с величиной сопротивления не более 10—12 *омм* и слабо дифференцированной кривой ПС.

Шестой опорный горизонт залегает на 100—140 *м* по разрезу выше пятого горизонта. Литологически он неоднороден. Слагается мелкими микроритмами чередующихся песчаников, алевролитов и глин. В нижней части он сложен прослоем, мощностью 5—8 *м*, светло-серого, олигомиктового, плотного массивнослоистого, среднезернистого песчаника с обуглившимися растительными остатками и крупными створками *Uplis sp.* В средней части горизонт представлен серовато-зелеными, глинистыми туфо-песчаниками, чередующимися с прослоями алевролитов и глин. Здесь также присутствуют раковины уницид и большое количество обугленной растительности. В кровле горизонта повсеместно прослеживается пропласток листоватого лигнита и углестого сланца, мощностью 1,5—2,0 *м*. Общая мощность горизонта—16—22 *м*. На кривых КС в нижней его части вырисовывается высокоомная пика (20 *омм*), почти с симметрично расположенными бортами по от-

пошанию к экстремальной точке. На кривой ПС в большинстве скважин этому прослою характерна глубокая отрицательная (10—15 мв) аномалия с крутопадающими крыльями. Сопротивление пород вышележащих прослоев горизонта колеблется от 4 до 7 омм при слабо дифференцированной кривой ПС. В кровле коррелятива прослеживается узкая острая пика с сопротивлением до 20 омм, отражающая прослой лигнита.

Седьмой опорный горизонт залегает на 70—100 м выше по разрезу от шестого и прослеживается в верхней части нижней песчано-глинистой подсвиты. Литологически он представлен пачкой нескольких маломощных прослоев (1—4 м) песчаника, разделенных между собой тонкими (0,5—1,5 м) прослойками глины и алевролитов. Песчаники светло-серые, мелко-среднезернистые, тонкослоистые, олигомиктовые, плотные. Как правило, в верхних прослоях песчаников присутствует густое скопление обугленной растительности и примесь туфового материала, а песчаные прослои средней его части довольно однородные, пористые и проницаемые. Пропластки глины и алевролитов обычно темно-серые, микрослоистые и содержат мельчайшие остатки рыб, обугленной растительности и остракодовую микрофауну. Следует отметить, что поскольку седьмой горизонт являлся основным газовым горизонтом октемберянской свиты (скв. № 13-Р), он изучался особенно детально и установлен с той или иной достоверностью почти во всех скважинах района. На каротажных диаграммах седьмому горизонту соответствует интервал резко изрезанной кривой КС и ПС, где на фоне перекрывающих и подстилающих его низкоомных (2—4 омм) глинистых пород он в виде обособленной пачки остроконечных пик выделяется на кривых КС со значением удельного сопротивления от 12 до 20 омм.

Восьмой опорный горизонт залегает в основании глинистой подсвиты на 100—150 м выше седьмого горизонта. Представлен он выдержанным по площади пластом, мощностью 10—20 м, коричнево-серых, мергелеподобных сильно известковистых плотных глин, с густым скоплением крышечек гастронид *Viviparus novorossicus* Sinr. В основании горизонта повсюду залегает маломощный (2—5 м) прослой светло-серого, мелкозернистого, олигомиктового песчаника. Выше пласта глины с *Viviparus* разрез представлен серыми и светло-серыми глинами, которым указанная фауна не характерна. Горизонт подстилается пачкой темно-серых, богатых остракодовой микрофауной глин с несколькими прослойками туфопесчаников, содержащих остатки обугленной растительности.

Девятый опорный горизонт прослеживается по средней части глинистой подсвиты. Ввиду резких изменений мощности этой подсвиты в пространстве интервал между девятым и предыдущими опорными горизонтами колеблется от 40 до 500 м. Характерной особенностью горизонта является приуроченность его к единственной пачке песчаника в подсвите однородных светло-серых жирных глин. Он слага-

ется четырьмя прослоями тонкозернистых, микрослоистых, олигомиктовых песчаников, мощностью 2—4 м каждый, разделенных тремя пропластками остракодовых темно-серых глин, богатых рыбными остатками. На каротажных диаграммах горизонт отражается отчетливо выделяющимися сегментами зазубренных, иногда четко расчлененных кривых КС и ПС среди совершенно недифференцированных прямолинейных кривых с фоновым значением сопротивления 1—2 *омм*, характерных подсите «жирных» глин.

Десятый опорный горизонт залегает на 100—400 м выше и приурочен к верхней песчано-глинистой подсите. Он представлен чередованием преимущественно светло-серых, среднезернистых, тонкослоистых, плотных туфонесчаников, алевролитов и туфолелитов с остатками обугленной растительности. Горизонт особенно четко отличается густыми скоплениями раковин гастропод *Vithynia ventricosa* Gray, порою образующих прослой ракушечника. Мощность горизонта 15—20 м. Подстилающими и перекрывающими породами являются темно-серые глины и алевролиты с остракодовой фауной. Вследствие примечательных соотношений туфонесчаников опорного горизонта и вмещающих его низкоомных (2—3 *омм*) глин, он весьма отчетливо выделяется на каротажных диаграммах в виде группы пик относительно высокоомных (10—12 *омм*) пород с заметным отрицательным сдвигом кривой ПС.

Одиннадцатый опорный горизонт залегает в верхней части октябрьянской свиты и прослеживается на 280—450 м выше десятого. Он представлен тремя прослоями песчаника, мощностью 6—12 м, разделенных слоями темно-серых глин и алевролитов, содержащих богатую остракодовую фауну. Песчаники светло-серые, средне- и крупнозернистые, олигомиктовые, массивнослоистые, рыхлые, богатые остатками обугленной растительности. Главной отличительной чертой этого горизонта является наличие в верхнем прослое песчаника крупных, до 6—7 см, раковин *Unio*. Он перекрывается и подстилается пачками многократно чередующихся прослоев зеленоватых глин, алевролитов и глинистых, тонкозернистых туфолесчаников, благодаря которым на фоне соответствующих им недифференцированных отрезков кривых ПС отличается резким отрицательным сдвигом со значением до 12—14 *мв*. Кривая КС, соответствующая прослоям рыхлых, возможно, водоносных песчаников, имеет заниженное удельное сопротивление 2—3 *омм*.

Двенадцатый опорный горизонт залегает в нижней части разреза верхней пестроцветной свиты на 50—110 м выше по разрезу. Литологически он представлен тремя прослоями светло-серых, желтоватых, олигомиктовых, средне- и крупнозернистых рыхлых песчаников, мощностью от 4 до 10 м каждый, отделенных пропластками темно-серых и красно-бурых глин и алевролитов, богатых остатками обугленной растительности и микрофауной остракод. Характерной особенностью горизонта является также присутствие в двух песчаных

его прослоях раковин униципид. Он перекрывается и подстилается пачками часто чередующихся прослоев серых, серо-зеленых и красно-бурых глин, алевролитов и глинистых тонкозернистых туфопесчаников, которым характерны почти прямолнейные кривые КС и ПС. Однако, прослоям рыхлых песчаников соответствуют заниженные значения удельного сопротивления и глубокие отрицательные аномалии (30—50 мв) естественных потенциалов, а глинисто-алевролитовым разделениям отвечают низкоомные (2—4 ом) сегменты кривых КС и положительные значения кривых ПС.

Тринадцатый опорный горизонт залегает на 100—150 м выше по разрезу и прослеживается, примерно, по средней части верхней пестроцветной свиты. Он представлен двумя пластами, мощностью по 6—8 м, ярко-зеленых, среднезернистых, полимиктовых, рыхлых туфопесчаников, разделенных между собой пропластками красно-бурых и зеленовато-серых туфопелитов, богатых остатками обугленной растительности и кристаллами пирита. Перекрывающие этот горизонт глины и алевролиты характерны густым скоплением гастроподовой фауны. На общем слабодифференцированном фоне кривой естественных потенциалов опорному горизонту соответствует глубокая четко выраженная аномалия с амплитудой до 35 мв. Кривая КС этого горизонта также заметно прогнута, что свидетельствует о водоносности рыхлых песчаников возможно с высокой минерализацией.

Четырнадцатый опорный горизонт залегает на 50—80 м выше. Литологически он представлен пластом болотно-зеленых, крупно- и грубозернистых полимиктовых, массивнослоистых, рыхлых песчаников, содержащих почти плоские, мелкие раковины гастропод и массу карбонатных желтоокрашенных желваков неправильной формы. Перекрывающим и подстилающим его глинам и алевролитам на коротких диаграммах соответствуют низкоомные (2—4 ом) кривые КС и слабодифференцированная кривая ПС. Горизонту характерны невысокие значения кривых КС с амплитудой 2—3 ом, чему однако соответствует резко сдвинутая в отрицательную сторону широкая аномалия ПС, величиной до 30 мв.

Сознавая возможную дискуссионность некоторых построений, авторы в то же время надеются, что материал, изложенный в статье, окажет услугу в деле корреляции приведенных разрезов, призванной способствовать оптимальным структурным построениям по различным горизонтам погребенных осадочных толщ.

Ա. Ռ. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ, Ա. Ա. ՏԱՇՉՅԱՆ, Դ. Մ. ԵՂՈՋԱՐՅԱՆ

ԱՐԱՐԱՏՅԱՆ ԻՉՎԱՏՔԻ ՀՅՈՒՄԻՍ-ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ՄԱՍԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ  
ԿՏՐՎԱԾՔՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱՐԱՆԱԿԱՆ-ԵՐԿՐԱՋԻՉԻԱԿԱՆ  
ՀՄԱՐԱՐԱՆՎՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ա ղ ի ն ւ մ

Հոկտեմբերյանի, Բերքաշատի, Բաղբավանի և Կարմրաշենի տարածքում կատարված նավթի ու գազի որոնման աշխատանքների հիման վրա քննարկվում են շրջանի երրորդական նստվածքների կտրվածքների հարաբերակցության հարցերը:

Կտրվածքների մանրամասն, կոմպլեքսային ուսումնասիրության հետևանքով առանձնացված է 14 հենահորիզոն, որոնք հետազոտվող տարածքում բնութագրվում են իրենց համատարած զարգացմամբ և ընդգրկում են միջին էոցենից մինչև վերին սարմատի նստվածքների ստրատիգրաֆիական կտրվածքը՝ 5000—5500 մ ընդհանուր հզորությամբ: Հարաբերակցության հիմքում դրված են երկրաբանական, լիթոլոգիական, պալեոնտոլոգիական և կարոտաժային առանձնահատկությունները:

Նյութի վերլուծությունը թույլ է տալիս տարբեր հասակի հաստվածքներով կատարել սարուկտուրային կառուցումներ: Հոդվածում բերված է երկրաբանա-երկրաֆիզիկական հենահորիզոնների նկարագրությունը և տեղաբաշխման սխեման:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аракелян Р. А., Мкртчян Г. Р., Миршаджян Р. Т. О стратиграфическом положении и расчленении октемберянской толщи. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXVI, № 3, 1973.
2. Арутюнян А. Р. Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР. Полезные ископаемые. Нефть и горючие газы. «Недра», 1975.
3. Аслянян А. Т., Арутюнян А. Р., Гулян Э. Х., Дурмишьян А. Г., Мурадян В. М. О перспективах нефтегазоносности территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIV, № 3, 1971.

УДК 551.793.89

В. П. ГРИЧУК, Т. А. АИРАПЕТЯН

## РАЗРЕЗ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГАМЗАЧИМАНСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Комплексное изучение разрезов (палеонтологические, палинологические, палеогеоморфологические и литолого-фациальные анализы) плейстоценовых озерно-континентальных отложений межгорных впадин центральной части Малого Кавказа, содержащих богатый ископаемый материал, позволило выявить ритм изменения палеогеографических условий в процессе формирования долины Палеопамбак и внести определенные коррективы в стратиграфию и хронологию плейстоцен-голоцена Памбак-Севанской зоны.

В статье рассматривается строение разреза плейстоценовых континентальных отложений, вскрытых скважиной 599 в правобережье верховья р. Агстев, в 1,5 км к востоку от с. Фиолетово, т. н. Фроловой балке, в древней синклинальной долине, высотой 43 м от уреза воды р. Агстев (абсолютная отметка устья скважины 1672,5 м) восточнее древнегамзачиманского озерного водоема.

Фролова балка, где пробурена скв. 599, является частью древней Памбакской долины и соединяет ее с верховьями р. Дзыкнагет и оз. Севан. Во время накопления озерных и озерно-аллювиальных отложений здесь располагался озерный бассейн, непосредственно связанный проливом с Гамзачиманским озером. Эта связь нарушилась в конце позднего плейстоцена в связи с активизацией неотектонических движений и подпруживанием устьевой части Фроловой балки, поднятием по разлому у с. Фиолетово и возникновением оползневой перемычки, отделившей Фролову балку от Гамзачиманского озера. Вероятно, озеро занимало водораздельное положение между бассейнами рек Памбак и Агстев. В ряде случаев увеличиваются фациальные переходы между озерно-аллювиальными отложениями Гамзачиманской впадины (верхние слои) и аллювием III террасы рек Памбак—Агстев. Эти аллювии обнажаются у с. Лермонтово, затем, погружаясь под пролювиально-делювиальные конусы, вновь появляются у с. Фиолетово [7].

Уровень озера колебался. Верхние слои разреза накапливались уже в условиях стока в сторону р. Агстев, подпруженного подвижками по разлому, пересекающему верховья этой реки.

Более молодые террасы рек (I и II) врезаны в озерную толщу. Эти террасы прослеживаются по всей долине р. Памбак вплоть до с. Лермонтово и через слабо выраженный водораздел переходят в долину р. Агстев, местами погружаясь под пролювиальный конус рек Агстев—Тандзут. Здесь фиксируется разрез галечных отложений, уплотненных гидротермальными растворами, слагающих II, III, IV террасы правобе-

режья верховья р. Агстев. Фациальный анализ указанных галечников, прослеживаемых в долине рек Памбак—Агстев, дает основание полагать, что накопление их происходило при усилении плювиальных условий и увеличении водных масс, вызванных таянием ледников последнего оледенения.

Эти явления характерны для всей территории Малого Кавказа и Вулканического нагорья Армении.

Рассматриваемая толща древних озерно-аллювиальных отложений, в которую врезаны I и II террасы рек Памбак—Агстев, формировалась в эпоху стадияльного отступления ледников последнего оледенения (вюрма). Учитывая время накопления аллювия  $Q_{III}^I - Q_{IV}^I$ , можно полагать, что накопление рассматриваемых верхних слоев озерно-аллювиальной толщи, вскрытой скважиной 599, происходило в период, соответствующий стадиям и интерстадиям после максимальной фазы последнего оледенения.

Эти соображения, вытекающие из палеогеоморфологического анализа, получают свое подтверждение в материалах спорово-пыльцевого анализа образцов керн из скв. 599, вскрывшей лишь верхние слои озерно-аллювиальных отложений Гамзачиманской котловины.

Ниже приводится описание этого разреза (сверху вниз):

1. Почвенный слой суглинистого состава со щебнем и дресвой (0,0—0,4 м).

2. Глина темно-серая, почти черная, илистая с редкими включениями щебня и дресвы (0,4—0,6 м).

3. Песок разнозернистый с преобладанием грубой фракции со щебнем и гравием, слабо сцементированный желтовато-коричневым глинистым материалом (0,6—2,1 м).

4. Глина уплотненная, зеленовато-голубовато-серая, жирная с тонкими прослоями разнозернистых песков и щебня (2,1—2,5 м).

5. Щебнисто-песчано-дресвяный грунт с глинисто-суглинистым заполнителем, голубовато-серого цвета (2,5—3,5 м).

6. Глина голубовато-зеленовато-серая, при высыхании приобретает желтовато-зеленый оттенок, начиная с 4,0 м слой представлен разнозернистыми песками с прослойками гравия и щебня (3,5—5,7 м).

7. Супесь зеленовато-серая с разнозернистым песком, гравием и мелкими гальками (водоносный слой) (5,7—8,0 м).

8. Глина темно-серая, почти черная, илистая с прослоями и линзами разнозернистых гравелистых песков, щебня и плохоокатанных мелкогалечников (8,0—10,0 м).

9. Песок разнозернистый с гравием и щебнем (10,0—15,0 м).

10. Глина темно-серая с голубоватым оттенком, вязкая, уплотненная, верхний слой с прослойками и линзочками разнозернистых песков и песчаных глин (15,0—17,5 м).

11. Илесто-глинистый грунт (керн не получен).

Общая мощность озерно-аллювиальных отложений, вскрытых скв. 599, равна 17,5 м.

Керн из скважины был подвергнут спорово-пыльцевому анализу М. П. Гричук. В каждом образце определены 300—460 зерен. Определены 26 родов и видов древесных и травянистых растений. Определен 41 таксон.

Во многих образцах обнаружены кремниевые панцири диатомовых водорослей, части хитинового скелета ветвистоусых рачков и споры печеночных мхов. Эти ископаемые указывают на озерный и озерно-аллювиальный генезис осадков.

Отсутствие признаков существенных перерывов в процессе осадконакопления, выраженных в литологических особенностях вскрытых отложений или в резких сменах спорово-пыльцевых спектров, позволяет рассматривать характеризующую толщу как результат одного цикла седиментации. Характер флоры и количественные соотношения компонентов спорово-пыльцевых спектров показывают, что накопление большей части толщи происходило в условиях криоксеротической климатической стадии [4] и только самые верхние горизонты, начиная с глубины около 1,40 м, накапливались в начальный отрезок термоксеротической стадии (рис. 1).

Наличие во всем разрезе представителей только современной дендрофлоры северной Армении и примыкающих районов позволяет утверждать, что эти отложения не могут быть древнее позднего плейстоцена.

По достаточно характерному составу пыльцы древесных пород, верхний горизонт должен быть отнесен к раннему голоцену. Отсутствие следов перерыва в осадконакоплении дает основание отнести лежащие ниже слои ко времени, непосредственно предшествующему голоцену, т. е. ко времени последнего оледенения.

Приуроченность седиментации этих слоев к криоксеротической стадии позволяет уточнить их сопоставление с этапами оледенения. Анализ флористических и гляциологических материалов по Русской равнине и горным районам юго-восточной Европы показал, что переход от криогниготической к криоксеротической стадии очень близко совпадает с максимальной фазой оледенения [5]. Таким образом имеем основание всю толщу осадков, вскрытых скв. 599, отнести к эпохе после максимума последнего оледенения Малого Кавказа, т. е. ко времени его деградации.

В слоях на глубине от 4,0 до 10,0 м установлено крайне незначительное содержание пыльцы древесных и кустарниковых растений (в пределах 3—10%) и практически полное отсутствие в них пыльцы основных лесобразующих пород<sup>1</sup>. Это дает основание считать, что типичная лесная растительность во время накопления этого горизонта отсутствовала не только в бассейне верховий р. р. Агстев—Памбак, но и в прилегающих территориях. Данное обстоятельство, свидетельствующее о глубокой климатической депрессии, позволяет коррелировать

<sup>1</sup> При таком низком содержании пыльцы древесных пород, пыльца сосны, присутствующая в этих отложениях в количестве 10—20%, несомненно является дальнезаноной [6].

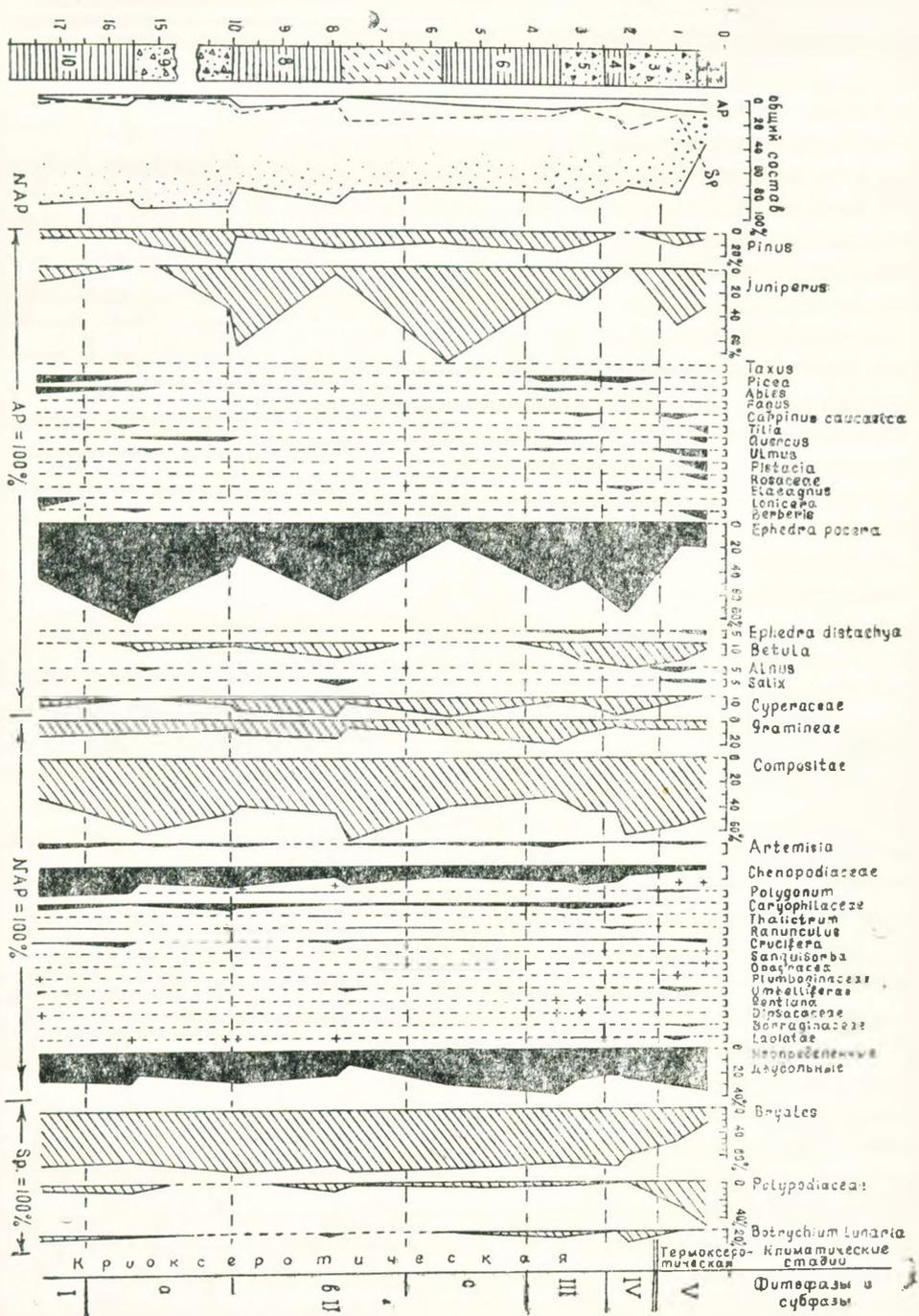


рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза озерных и озерно-аллювиальных отложений, скв. 599. AP—пыльца деревьев и кустарников; NAP—пыльца трав; SP—споры. — фитофаза фригидной растительности и хвойных лесов. II—фитофаза фригидной растительности: а—субфаза лубово-березового редколесья; в—субфаза субальпийских березняков; с—субфаза можжевеловых редколесий. III—фитофаза субальпийских березняков и смешанных лесов. IV—фитофаза фригидной растительности березового редколесья и альпийских лугов. V—фитофаза можжевелового редколесья и смешанных лиственных лесов.

данные слон с одной из стадий оледенения, в той его фазе, когда гляциальная обстановка была еще ярко выражена. В дальнейшем, для удобства изложения материала, будем обозначать ее как «постмаксимальная стадия», не предвещая этим окончательное установление ее стратиграфического положения. Лежащие ниже слои — с глубины 16,5 м, спорово-пыльцевые спектры которых выявляют несколько более богатую растительность, очевидно, должны быть сопоставлены с интерстадиальной эпохой. Экологические особенности представленных в них растений, несомненное обилие в них типичных ксерофитов позволяют отнести время их накопления также к криоксеротической стадии. Следовательно, и этот интерстадиал должен быть отнесен ко времени после максимальной стадии последнего оледенения.

В табл. 1 приведены результаты соответствующих подсчетов для 6 образцов, выделенных (как типичные) для тех горизонтов, на которые может быть расчленена толща осадков, вскрытых скважиной 599.

Таблица 1

Характеристика относительного богатства флоры травянистых цветковых растений в отложениях, вскрытых скв. 599

Интервал глубин (м)	Горизонт (фитофаза и субфаза)	№ типичного образца	Число подсчитанных зерен пыльцы травянистых растений		Число форм пыльцы травянистых двудольных	Число представленных семейств всех травянистых растений
			общая сумма	только двудольный		
0,0—1,4	V	117	177	167	31	11
1,4—2,5	IV	120	258	238	16	7
2,5—4,0	III	122	193	165	19	10
4,0—6,4	IIc	124	205	158	8	7
6,4—10,0	IIb	126	267	228	12	9
10,0—16,5	IIa	128	250	221	12	8
16,5—17,5	I	131	286	240	20	12

Сопоставление цифр, характеризующих число семейств и морфологические типы пыльцы травянистых растений, показывает, что в их изменениях выявляется определенная закономерность. Флора слоев в интервале глубин 0,0—1,4 м отличается наиболее высокими значениями этих показателей и, следовательно, является наиболее богатой. Это обстоятельство может рассматриваться как подтверждение правомочности отчленения данных слоев от подстилающей толщи и отнесения их к голоцену. В плейстоценовой толще выделяются слои в интервале глубин 4,0—6,4 м, для которых установлено минимальное значение обоих показателей. Это позволяет считать, что во время их накопления флора отличалась наибольшей бедностью, очевидно обусловленной значительным ростом суровости климата. Исходя из этого, данные слои должны быть сопоставлены с какой-то крупной стадией оледенения.

Изменение состава спорово-пыльцевых спектров и количественные соотношения их компонентов в сопоставлении с флористическими дан-

ными показывают, что за время накопления изученной толщи осадков характер растительности в долине р. Агстев существенно менялся. Здесь может быть выделен ряд фитофаз, каждая из которых соответствует времени длительного существования определенного типа растительного покрова (рис. 1, 2).

I—Фитофаза фриганонидной растительности и хвойных лесов (интервал глубин 16,5—17,5 м).

II—Фитофаза фриганонидной растительности (интервал глубин 4,0—16,5 м). По признаку усиления выраженности некоторых формаций, имеющих подчиненное значение, подразделяется на три субфазы: а—дубово-березового редколесья; в—субальпийских березняков; с—можжевеловых редколесий (отмечается этап предельного обеднения флоры).

III—Фитофаза субальпийских березняков и смешанных лесов (интервал глубин 2,5—4,0 м).

IV—Фитофаза фриганонидной растительности березового редколесья и альпийских лугов (интервал глубин 1,4—2,5 м).

V—Фитофаза можжевелового редколесья и смешанных лиственных лесов (интервал глубин 0,0—1,4 м).

Имеющимися материалами стратиграфическая приуроченность этих фитофаз не может быть строго обоснована, тем более, что в истории последнего оледенения Малого Кавказа еще остается много неясностей. Однако по характеру фаций и спорово-пыльцевых спектров это достаточно типичные стадияльные и интерстадияльные отложения. В предварительном виде может быть предложена нижеследующая схема:

I фитофаза—интерстадияльная эпоха начального этапа деградации последнего оледенения;

II фитофаза—постмаксимальная стадия оледенения (максимум ее фаза—субфаза II с);

III фитофаза—интерстадияльная эпоха заключительного этапа деградации оледенения;

IV фитофаза—финальная стадия последнего оледенения;

V фитофаза—равнин голоцен.

Накопление всей толщи осадков в котловине (вскрытой скв. 599) относится к сухой, холодной эпохе позднего плейстоцена и начала голоцена, т. е. ко времени, близкому к интервалу 20000—10000 лет назад [9], следовательно, осадконакопление шло со средней скоростью 1,75 м за тысячелетие. Такое определение, на первый взгляд, противоречит большой мощности отложений и предполагаемым малым количествам атмосферных осадков. Это противоречие устраняется следующими соображениями. Фациальный анализ верхнеплейстоценовых озерно-аллювиальных отложений Армянского нагорья и, в частности, долины р. Памбак в сочетании с палеогеоморфологическим развитием врезанных в них вюрмских террас, включающих остатки верхнепалеолити-



ческого комплекса фауны [1, 2, 8] выявляет седиментацию, в основном, грубообломочных отложений. Они отлагались в условиях резкого похолодания климата, в период интенсивных неотектонических движений, вулканизма и усиленного размыва окружающих горных массивов (Памбакский и Халабский хребты).

В долине Фроловой балки представлены мощные накопления морен [3] среднечетвертичного оледенения, в которые врезаны V и более молодые террасы реки. Эти морены, легко поддающиеся эрозионно-денудационным процессам, являлись первичными продуктами для образования рассматриваемых озерно-аллювиальных отложений.

Имевшее место похолодание должно было резко уменьшить испаряемость и способствовать увеличению жидкого поверхностного стока. Кроме того, судя по составу пылицы травянистых растений, можно полагать, что травяной покров на протяжении большей части времени был очень разреженным и не создавал сколько-нибудь плотного дернового покрова. Это обстоятельство должно было способствовать интенсивной поверхностной эрозии и аккумуляции терригенных материалов во внутриворонных котловинах.

Институт географии АН СССР, г. Москва,  
Институт «Армгипрозем» МСХ Армянской ССР,  
г. Ереван

Поступила 7.X.1976.

Վ. Պ. ԳՐԻՇՈՒԿ, Թ. Ա. ԱՅՐԱՊԵՏՅԱՆ

**ՀԱՄԱՅՆՈՒԹՅԱՆ ԳՈԳԱՎՈՐՈՒԹՅԱՆ ՊԼԵՅՍՏՈՑԵՆԻ ՅԱՄԱՔԱՅԻՆ  
ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ԿՏՐՎԱԾՔԸ**

Ա մ փ ո փ ո լ մ

*Հոդվածում գիտարկվում է Համդաշիմանի գոգավորության արևելյան ծալրամասի պլեյստոցենի ցամաքային նստվածքների կտրվածքի կառուցվածքը:*

*Կտրվածքի վերին մասը (0,0—1,4 մ) վերագրվում է վաղ հոլոցենին, իսկ ստորինը՝ (1,4—17,5 մ) վաղ հոլոցենին անմիջապես նախորդող Փոքր Կոլկասում վերջին սառցապատման հետմաքսիմալ, ցուրտ ու չոր ժամանակաշրջանին, մոտավորապես 20000—10000 տ. ա. ինտերվալին:*

**Л И Т Е Р А Т У Р А**

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1956.
2. Асланян А. Т. Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района (Арм. ССР). Известия АН Арм. ССР, серия физ.-мат., естеств. и технич. наук, т. XI, № 5, 1950.
3. Бальян С. П. Новые данные о древнем оледенении Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXXVI, № 3, 1963.
4. Гричук М. П., Гричук В. П. О приледниковой растительности на территории СССР. В кн «Перегляциальные явления на территории СССР», МГУ, М., 1960.

5. *Гричук В. И.* Гляциальные флоры и их классификация. В кн. «Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР», «Наука», М., 1969.
6. *Кабайлене М. В.* Формирование пылецевых спектров и методы восстановления палеорастительности. «Минитис», Вильнюс, 1969.
7. *Милановский Е. Е.* Памбакская долина. В кн. «Геология Армянской ССР», т. 1, «Геоморфология», Изд-во АН Арм. ССР, 1962.
8. *Мкртчян К. А.* О памбакском комплексе ископаемых млекопитающих. Известия АН Арм. ССР, серия геологич. и географ. наук, т. XI, № 4, 1958.
9. *Faibridge R. W.* Climatology of a clacial Cycle. Quaternary Reserch, 1972.

УДК 551.24

Э. В. АНАНЯН, А. В. ВАРДАНЯН, Г. Р. МКРТЧЯН

К ВОПРОСУ О ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ  
ПОЯСОВ В ЗАНГЕЗУРЕ

Поскольку на территории Зангезура сочленяются две крупные тектонические единицы Армении [2, 5], изучение строения этого района приобретает первостепенное значение. Выяснение соотношения этих единиц (Зангезурский и Кафанский антиклинории) проливает свет на понимание причин тех процессов, которые происходят в настоящее время. Интересно, что самые сильные землетрясения Зангезура в 1309, 1931, 1968 гг. и др. были связаны с тектонической активностью зоны Хуступ-Гиратахского разлома, который разделяет две указанные единицы. Выяснение строения обоих бортов этого нарушения может способствовать пониманию причин Зангезурских землетрясений.

Кафанский крупный блок охватывает территорию между креп. Давид-бек и бассейном р. Акера. Здесь обнажается асимметричный Кафанский антиклинорий северо-западного простирания, в пределах которого развиты разрывные нарушения, в основном, северо-западного простирания. Густая сеть разломов центральной части брахиантиклинория придает ему мозаичное строение. Зангезурский блок охватывает территорию, заключенную между креп. Давид-бек и Зангезурским хребтом (юго-западные склоны). Западной границей блока является Дебаклишский разлом. В пределах этого блока выделяется крупная антиклинальная складка северо-западного простирания.

Обнаружение пермских и меловых отложений западнее зоны Хуступ-Гиратахского разлома, распространенных в пределах ранее предполагаемого вулканогенного девона [6], требует нового подхода при решении вопроса тектонического строения и развития региона. На основании этих же фактов приходится воздержаться от идеи, представляющей зону Хуступ-Гиратахского разлома активно действующей во всех геотектонических циклах.

Вкрест простирания указанного разлома, нами была составлена серия профилей (одни из них сквозной), с целью выяснения структурных особенностей района. Эти профили были составлены в следующих пунктах: по линии Зангезурский хребет, через с. Јернадзор—кр. Давид-бек—с. Агарак до административной границы с Азерб. ССР; по руслу р. Дармазур; по склону г. Хачкар (в районе с. Гехи); по долине р. Кахурд (р-н с. Кирс), севернее с. Шишкерт; на Эрнадзорском перевале: у сс. Ньюадн и Швандзор (г. Савакар и по руслу р. Шавзир); на восточном склоне г. Чамбаки (Мегринский район) и др., некоторые из которых мы приводим ниже.

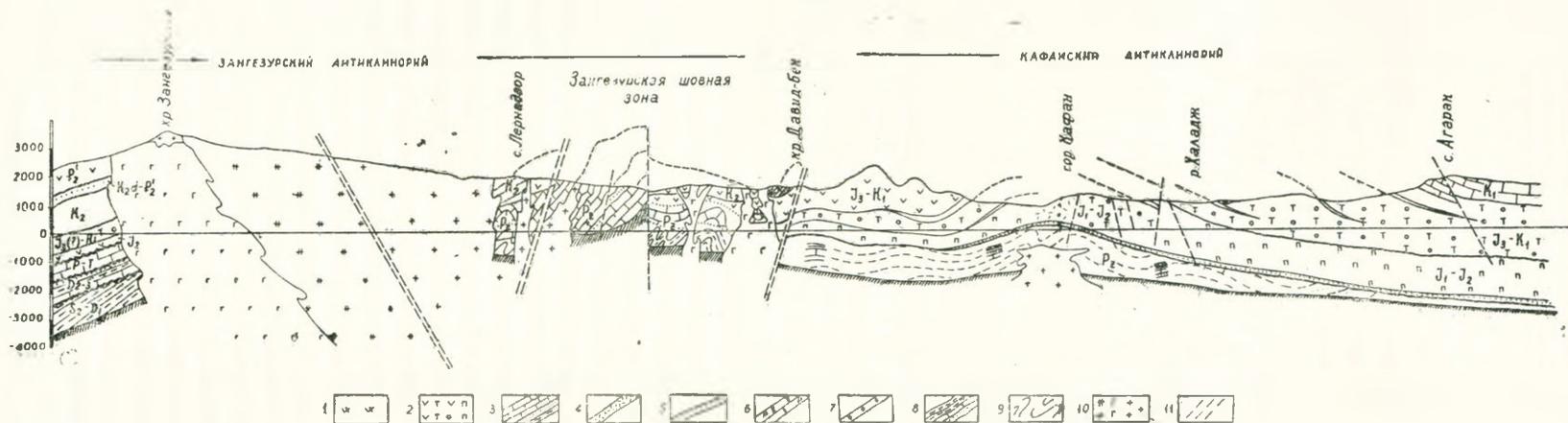


Рис. 1. Профиль 1 1. Четвертичные базальты 2. Вулканогенные породы (порфириты, лавобрекчии, туфобрекчии). 3. Известняки, песчаные известняки, глинистые известняки. 4. Кварциты 5. Песчаники и другие терригенные образования 6. Роговики. 7. Конгломаты. 8. Метаморфизованные породы (различные сланцы). 9. Метаморфический комплекс 10. Интрузивные образования (гранодиориты, монзониты, граносиениты). 11. Зоны разрывных нарушений.

Профиль I (рис. 1), составленный с участием Р. Т. Джрбашяна, охватывает Кафанский брахантиклинорий, приразломную полосу Хустун-Гиратахского разлома и западнее до границы с Нахичеванской АССР.

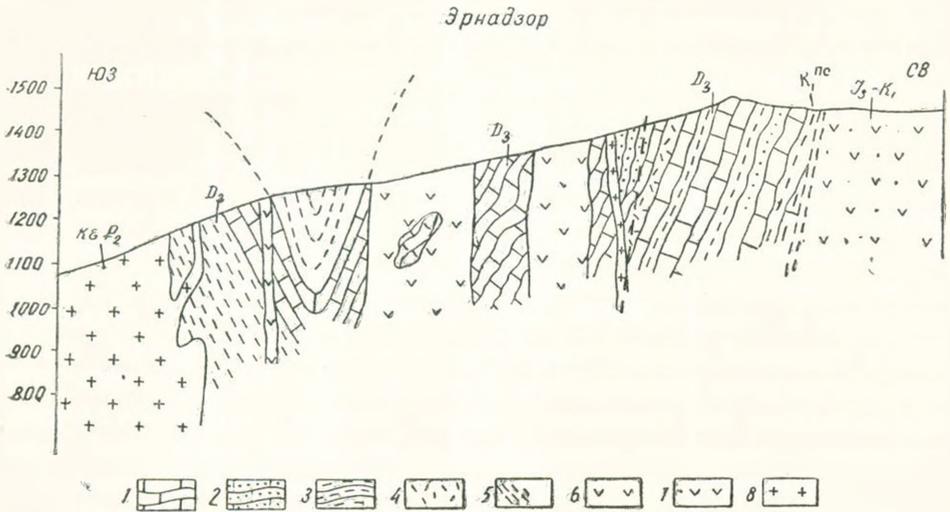


Рис. 2. Профиль II. 1. Известняки. 2. Песчаники. 3. Глинистые сланцы. 4. Кварциты. 5. Амфиболиты и слюдяные сланцы. 6. Порфириды палеозоя. 7. Порфириды юры. 8. Кислые породы.

Здесь присутствуют осадочные отложения палеозоя, вулканогенно-осадочные образования юры, терригенные отложения нижнего мела (неоком) и вулканогенные породы верхнего мела и среднего эоцена [3].

У крепости Давид-бек обнажаются породы титона—среднего валанжина, темно-серого цвета с фиолетовым оттенком, плотные, местами трещиноватые. Они обнажаются, в основном, в зоне разлома, на самой границе геотектонических зон. На них налегает свита сильно рассланцованных известняков, песчаников, сланцев. В них внедрены тела диорит-порфиров и дацитов. Общая мощность этой свиты составляет около 600 м. В известковых прослоях свиты наблюдается прекрасно выраженная дисгармоничная складчатость со следами пластического течения материала. Местами породы сильно мраморизованы и изменены. При сравнении этих пород с одновозрастными у с. Верич Гиратах обнаруживается полное сходство как по литологическому составу, так и по степени дислоцированности пород на обоих бортах Хустун-Гиратахского разлома. Появление сланцев в этой пачке к западу можно объяснить процессом динамометаморфизма несчанистых пород, связанных с подвижками по шовной зоне разлома. Следует отметить, что эта пачка с некоторыми перерывами протягивается до Эрнадзорского перевала (рис. 2) в Мегринском районе, где она представлена теми же разновидностями пород. У с. Давид-бек фиксируется только один шов зоны разлома, мощностью около 3 м. У Эрнадзорского перевала мощ-

ность приконтактной измененной зоны около 20—25 м с сильным раздроблением верхнеюрских туфокогломератов и туфобрекчий андезитовых порфиритов. Северо-восточнее разлома разрез верхнеюрских об-

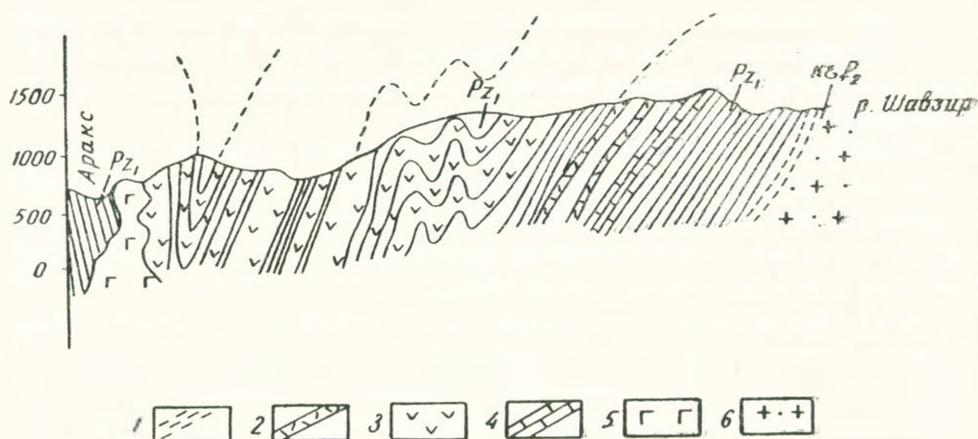


Рис. 3. Профиль III. 1. Слюдистые сланцы. 2. Кварциты. 3. Раделанцованные порфириты. 4. Известняки. 5. Основные интрузии. 6. Граниты.

разований начинается серо-фиолетовыми порфиритами, которые перекрываются заохренными, местами ожелезненными известняками светло-серого цвета. Падение слоев на юго-запад, под углом 50—60°, мощность пачки составляет около 25 м. Вверх по разрезу степень измененности осадочных пород, представленных мраморизованными известняками, постепенно уменьшается. Известняки образуют мелкие дисгармоничные складки, иногда с вертикальными шарнирами. Они как по своему облику, так и дислоцированности очень похожи на известняки, выступающие у с.с. Гехи и Давид-бек. Падение слоев юго-западное, под углом 45—90°.

Сходную картину мы наблюдаем также в районе с. Шишкерт.

В указанных трех разрезах встречающиеся вулканогенные образования сильно отличаются от вулканогенных пород как верхней юры (хуступ-чимянская свита), так и эоцена (байбуганская). Они по внешнему облику как-будто переходные от туфобрекчий и туфокогломератов верхней юры к эоценовым монотонным порфиритам и, по всей вероятности, соответствуют породам сраберд-такцарской свиты ( $K_2st$ ), обнажающимся на северо-западной периклинали Кафанского брахиантиклинория.

Как видно, поле распространения (по разрезу) указанной вулканогенной толщи вместе с внедренными телами имеет ширину около 4300 м. Представить такую истинную мощность для сантонских пород нелогично [1]. Следовательно, остается два варианта:

1. Если допустить, что толщина сильно перемята, то для объяснения 350-метровой мощности толщи в интервале от с. Давид-бек до пермских известняков (см. разрез) надо иметь, по крайней мере, 5 изоклинальных антиклиналей и синклиналей, шириной 350—400 м. Даже если допус-

тить, что мощность сраберд-такцарской свиты к западу и юго-западу увеличивается до 600—700 м, то в этом случае понадобились бы минимум три изоклиналильные складки, шириной 700 м. По нашему убеждению, вулканогенные образования этой толщи ни при каких условиях не могли образовать такие изоклиналильные складки. При очень активных тектонических подвижках эта толща должна была раздробиться, а не образовать складки.

В статье А. А. Белова [4] указывается 1000-метровая мощность указанной толщи. По вышеуказанным причинам эта цифра явно завышена, по меньшей мере, на 300—400 м. Наши исследования показали, что по всему разрезу нигде не наблюдаются следы изоклиналильных структур в данной вулканогенной толще.

2. Поскольку в разрезе Давид-бек—Лернадзор мы не наблюдаем никаких складок (тем более изоклиналильных), и мощность толщи на территории Кафанского брахиангиклинория до 600—650 м (наиболее приемлемая мощность пород для сантонского вулканизма с учетом увеличения мощности толщи с северо-востока на юго-запад), следовательно, здесь мы имеем менее мощную толщу вулканогенных образований, чем предполагается [1].

Что касается кажущейся перемежаемости дацитовых и диоритовых порфиритов с осадочными образованиями у с. с. Давид-бек, Шишкерт, Эрнадзорского перевала и др., то это можно объяснить внедрением тел указанных пород по межпластовым пространствам в осадочные образования, тем более, что процесс внедрения происходил в активной зоне.

По нашему мнению, к этой толще относятся также породы, которые обнажаются к востоку от русла р. Лернадзор и представлены андезитовыми, андезито-дацитовыми порфиритами, образовавшимися за счет этих пород под воздействием Лернадзорской интрузии. Контакт с нижележащими меловыми (западнее русла р. Лернадзор) известняками, сланцами и пр. осадочными образованиями—тектонический. Все породы указанной вулканогенной толщи сильно раздроблены разломами и мелкими трещинами, в основном, северо-западного простирания.

Следует особо остановиться на довольно мощной толще, сложенной битуминозными, песчанистыми, мраморизованными известняками, песчаниками, мраморами и кварцитами, мощностью около 2,3—2,5 км.

В бассейне р. Гехи в массивных, битуминозных известняках О. П. Гуюмджяном [6], А. А. Беловым [4], а также нами были найдены колоннальные кораллы и фузулиниды пермского возраста. Породы перми широкой полосой с перерывами протягиваются от с. Шишкерт до г. Пирамзасар; далее обнажаются у с. Гехи, в русле реки Дармазур, выклиниваясь к северу. Мощность толщи у с. Гехи 750 м, а в районе с. Шишкерт мощность толщи уменьшается. Известняки перми благодаря пластичности образуют множество мелких складок, которые в общем плане можно представить в виде дисгармоничной складчатости на крыле наклонной крупной структуры, сложенной породами палеозоя. В разрезах Лернадзор—Давид-бек, г. Хачкар, р. Дармазур и Шишкерт из-под мас-

сивных битуминозных известняков выступают верхнедевонские глинистые сланцы, известняки и кварциты. По-видимому, к девонской толще относятся также полосчатые известняки и кварциты северо-восточной части разреза г. Хачкар. Они прорываются мелкими субвулканическими телами и дайками, часть которых является корнями излияний меловых вулканогенных пород (у с. Гехи, в ущелье р. Дармазур и др.).

Следует коротко остановиться и на наличии метаморфических пород в пределах Южного Загезура (проводятся разрезы у с.с. Ньюади и Шванидзор) (рис. 3). Обнажаясь на территории от с. Алдара до с. Ньюади, метаморфические породы переходят на территорию Иранского Карадага. Здесь простирание слоев северо-восточное, с углом падения 50—70°. В районе с. Ужтобии (Иран) они уходят под более молодые образования, слагая периклиналиную часть антиклинальной складки. Породы представлены амфиболовыми, хлорит-амфиболовыми сланцами. Местами сланцы постепенно переходят в порфиристы. Этот факт доказывает, что указанные метаморфические породы образовались за счет порфиритов, вследствие регионального метаморфизма. В них наблюдаются пачки известняков, песчаников, которые сильно рассланцованы с прекрасно выраженным явлением разлитообразования. Следует отметить также, что степень метаморфизованности пород усиливается с юго-запада на северо-восток. При сравнении этих пород с палеозойскими и допалеозойскими образованиями Северного Ирана [7] выясняется, что аналогичные породы на территории Ирана датируются как инфракембрий.

Наличие образований девона, перми и триаса (?) говорит о довольно большом градиенте абсолютного прогибания области в герцинском цикле.

Начало альпийского этапа развития для Кафанской зоны ознаменовалось установлением эвгеосинклиналиного режима, в то время как юго-западнее зоны Хуступ-Гиратахского разлома существовал геоантиклинальный режим. Пожалуй, это единственный по своей устойчивости этап геоантиклинального режима на территории западнее зоны Хуступ-Гиратахского разлома в общей истории геотектонического развития Загезура.

Разнонаправленные движения тектонических зон Загезура в некоторой степени нивелируются образованием сраберд-таксарской свиты, залегающей на обоих крыльях разлома.

Наличие неокома на обоих крыльях Хуступ-Гиратахского разлома свидетельствует о слабых тектонических блоковых подвижках по этой зоне в указанное время. Однако, в дальнейшем происходит некоторое оживление этих процессов, в особенности в палеогене и неогене, а также в четвертичное время, что подтверждается и разной интенсивностью проявления эффузивного вулканизма.

Таким образом, наблюдаемая ныне активность территории Загезура имеет длительную историю. Она начинается в палеозое в связи с заложением зоны Хуступ-Гиратахского разлома. Временами эта актив-

ность проявляется разной ингенсивностью, как это явствует и из под-  
вижек по этой зоне на современном этапе развития региона.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 7.1.1975.

Է. Վ. ԱՆԱՆՅԱՆ, Ա. Վ. ՎԱՐԳԱՆՅԱՆ, Հ. Ռ. ՄԿՐՏՉՅԱՆ

### ՋԱՆԿԵԶՈՒՐՈՒՄ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԳՈՏԻՆԵՐԻ ՀԱՐԱԿՑՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ՄԱՍԻՆ

#### Ա մ փ ո փ ու մ

Փաստացի նյութերի մանրամասն վերլուծությունից պարզվել է, որ Ջան-  
գեղուրի և Ղափանի անտիկլինորային կառուցվածքների սահման հանդիսա-  
ցող Նուստուփ-Գիրաթաղի խորքային խախտման զոնայից անմիջապես արև-  
մուտք և արևելք մերկանում են կավճի ուժեղ ծալքավորված նստվածքային  
(նեոկոմ) և համարյա շծալքավորված հրաբխա-բեկորային (սանտոն) ապար-  
ներ:

Վերին պալեոզոյի ուժեղ ծալքավորված նստվածքային առաջացումները  
մերկանում են խոշոր անտիկլինալային ծալքի գոթեթային մասում, ինչպես  
նաև նշված խզման տարածմանը զուգահեռ (Նյուվաղի, Շիշկերտ, Էրնաձոր)  
կետերում և ներկալացված են թև նստվածքային (D<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>, T (?)), և թև հրա-  
բխածին, մետամորֆացված ՔՄ առաջացումներով: Հոդվածում բերված մի-  
բանի կտրվածքների հիման վրա փորձ է արված պարզելու հարակցման զո-  
նայի կառուցվածքային առանձնահատկությունները:

Նշված խզումնային զոնայում ներկայիս սեյսմիկ ակտիվությունը բա-  
ցատրվում է այդ զոնայի առաջացման և ձևավորման ժամանակից ի վեր կա-  
տարվող տեկտոնական ակտիվությամբ:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Загезура. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
3. Барсегян В. Б., Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П., Торосян Р. А. Новые данные по геологии южного Загезура. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1972.
4. Белов А. А. Стратиграфия и структура метаморфизованных и осадочных компонентов зоны Анкавано-Загезурского разлома в юго-восточной Армении. БМОИП, Отд. геол., т. XLIV (1), 1969.
5. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм. ССР. Ереван, 1959.
6. Гукюмджян О. П. Об обнаружении пермских отложений в Загезуре (Армянская ССР). ДАН Арм. ССР, т. 37, № 5, 1963.
7. Степанов Д. Я. Стратиграфия палеозоя Ирана. БМОИП, отд. геолог., т. XLIV (1), 1969.

УДК 551.22 (479.25)

Р. Н. ТАЯН

## ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА В ОЦЕНКЕ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА ИНТРУЗИВОВ

До сего времени вопросы, связанные с оценкой глубины эрозионного среза в интрузивных массивах вообще, и Мегринского плутона, в частности, остаются в центре внимания исследователей.

Достаточно хорошая общегеологическая и петрографическая изученность Мегринского плутона и вмещающих его вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований дает определенную возможность крайне приближенной оценки величины эрозионного среза отдельных его интрузивов. Такая оценка прежде всего основана на данных, полученных при исследованиях фациальных разновидностей интрузивных пород, а также наблюдениях интенсивности развития пологой «пластовой» трещиноватости, приуроченной обычно к апикальным участкам интрузивных массивов. Очевидно, что приведенные критерии находятся в прямой зависимости от величины эрозионного среза интрузивов и в подавляющем большинстве случаев не могут быть использованы для ее оценки.

Данные для более определенной оценки глубины эрозионного среза интрузивных массивов получены на основе применения микроструктурного анализа. Анализировалось пространственное положение кристаллов плагиоклаза в шлифах из ориентированных образцов с определением положений в пространстве проекций второго пинакоида по методу, разработанному В. Г. Кочаряном [3].

Ранее, совместно с В. Г. Кочаряном [4], были проведены исследования по выявлению ориентировки второго пинакоида плагиоклазов, обязанной своим происхождением влиянию направляющих боковых плоскостей при формировании интрузивов в магматическую стадию. Было установлено, что направляющие боковые поверхности четко отражаются на петроструктурных узорах микроструктурных диаграмм плагиоклазов в породах различного состава (от габбро до гранитов), зернистости и структуры. На большом фактическом материале было доказано, что при наличии двух и более направляющих плоскостей каждая из них воздействует на ориентировку плагиоклазов, причем наибольшее влияние оказывает ближайшая из них.

В геологическом строении исследованной территории принимают участие трещинные вулканогенно-осадочные образования, а также интрузивные породы верхний эоцен-олигоценного и нижнемiocенового возраста, третьего и четвертого [2] интрузивных комплексов Мегринского плутона.

Работы по оценке влияния кровли интрузива на ориентировку плагиоклазов проводились на основе отбора и микроструктурного исследования ориентированных образцов из порфиroidных гранитоидов четвертого интрузивного комплекса по разрезам с возможно большими превышениями высот. Последнее связано с необходимостью выявления изменения характера ориентировки плагиоклазов в этих породах в вертикальном разрезе и на ограниченном по площади участке, с целью исключения, насколько это возможно, влияния боковых ориентирующих плоскостей. Это особенно важно иметь в виду при отборе ориентированных образцов в исследованных полифазных интрузивных массах.

Рассматриваемый ниже материал получен на двух наиболее интересных, как нам представляется, по своему геологическому положению участках с сохранившимися от эрозии крупными останцами вулканогенных и интрузивных вмещающих пород. Расположены они в водораздельной части Зангезурского хребта, в пределах крупного приподнятого блока с наиболее значительными в районе абсолютными высотами.

Первый из участков (рис. 1) находится в верховьях р. Каджаранц. Сложен интрузивными породами порфиroidных гранодиоритов II и III фаз, четвертого интрузивного комплекса Мегринского плутона [2]. Вмещающими эти интрузивы породами на исследованном участке являются гранодиориты предшествующего третьего интрузивного комплекса плутона. Они сохранились на значительных абсолютных высотах вершин Алуи и Дараяурт и несут на себе следы контактового воздействия (апофизы, метасоматические вкрапленники калишпата, роговой обманки).

В порфиroidных гранодиоритах в экзоконтакте отмеченных останцев хорошо проявлена плоско-параллельная ориентировка темноцветных минералов с пологими углами падения до 10—15°. Такое ориентированное сложение темноцветных минералов сохраняется на первых сотнях метров, ослабевая ниже по разрезу склона глубокого вреза р. Каджаранц.

Ориентированные образцы на рассматриваемом участке были отобраны в среднезернистых порфиroidных гранодиоритах II фазы, в обнажениях по разрезу с крутизной склона около 45° (рис. 2). От уровня р. Каджаранц до точки отбора образца 2154 расстояние по разрезу составляет 1500 м. Разница абсолютных отметок около 750 м. От точки же отбора последнего образца до контакта с вмещающими гранодиоритами по разрезу еще 200 м. Ориентированные образцы отбирались через каждые 250 м. Учитывая угол наклона линии разреза к горизонту, это расстояние соответствует, примерно, 125 м по вертикали.

Второй из изученных участков находится в верховьях р. Гехи, в районе оз. Гек-гель. Здесь в водораздельной части Зангезурского хребта (в лежащем боку зоны Дебаклинского разлома) закартирован обособленный выход крупнозернистых порфиroidных гранодиоритов III

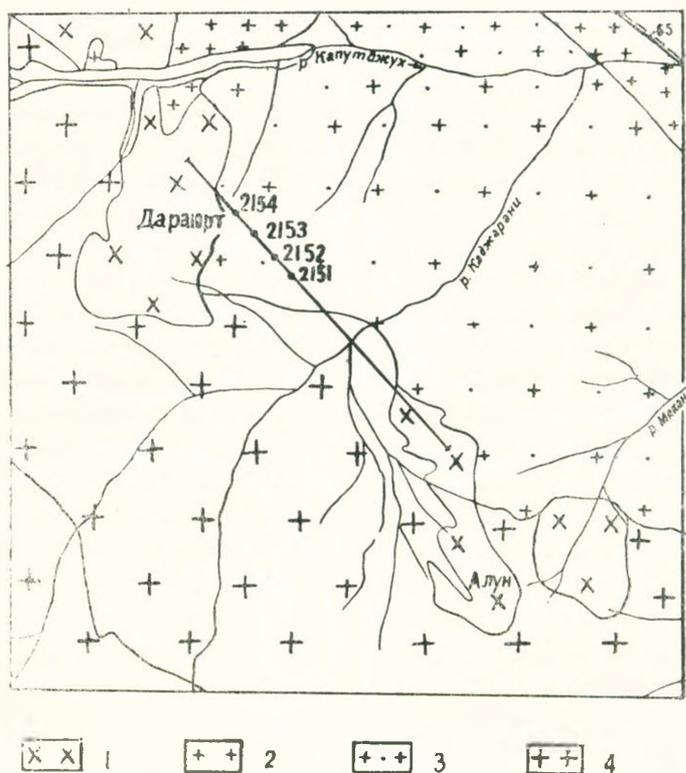


Рис. 1. Геологическая схема верховьев р. Каджаранц. 1. Породы гранодиоритового состава III интрузивного комплекса Мегринского плутона. Породы IV интрузивного комплекса: 2. Порфиroidные граниты (I фаза). 3. Порфиroidные среднезернистые гранодиориты (II фаза). 4. Порфиroidные крупнозернистые гранодиориты (III фаза). Цифры на схеме—точки отбора ориентированных образцов.

фазы четвертого интрузивного комплекса, площадью выхода около 10 кв. км. Значительная часть выхода представлена породами апикальной фации с характерной гранит-порфировой структурой, выявленной под микроскопом. Вмещающие среднеэоценовые вулканогенные породы в участках отбора ориентированных образцов имеют пологое (до  $20^\circ$ ) залегание с общим погружением на юг.

Ориентированный образец 683 (рис. 3) отобран в центральной части выхода пород апикальной фации из обнажения с абсолютной отметкой 3350 м. Ориентированный образец 682 отобран на восточном склоне интрузива, на абсолютной высоте около 3100 м.

Дополнительный фактический материал (рис. 4), отобранный для установления воздействия близгоризонтальных направляющих поверхностей на ориентировку второго пинакоида плагиоклазов, получен нами при анализе ориентированного образца из центральной части пологой залежи аплитовидного гранита, мощностью 10—12 м. Эти породы относятся к образованиям типа «дополнительных интрузий» и широко развиты в пределах порфиroidных гранодиоритов III фазы, с которыми связаны генетически.

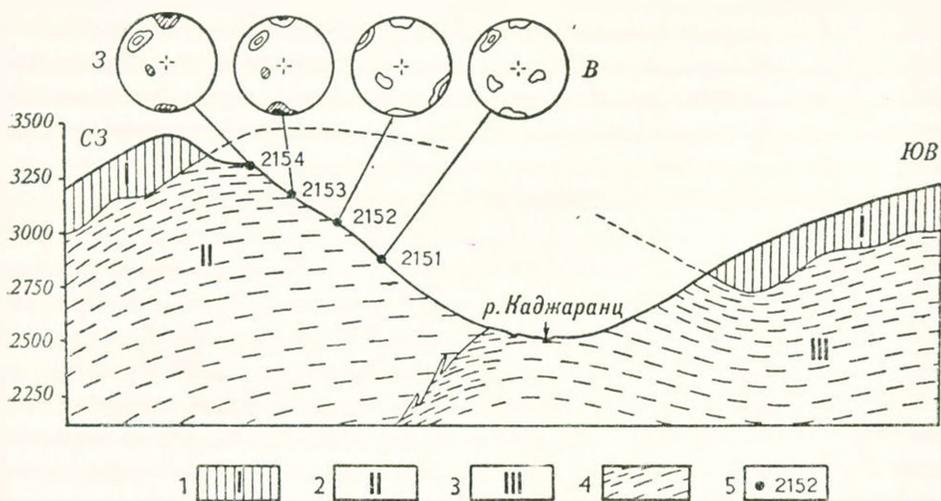
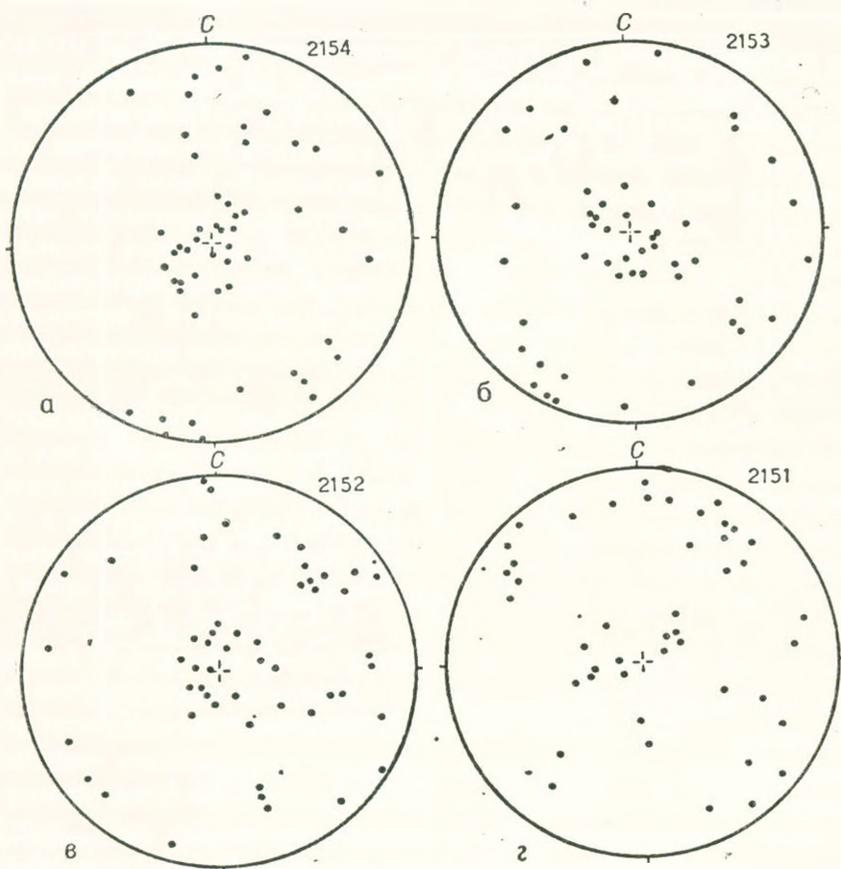


Рис. 2. Разрез к рис. 1. 1. Гранодиориты. 2. Среднезернистые порфировидные гранодиориты. 3. Крупнозернистые порфировидные гранодиориты. 4. Плоско-параллельная ориентировка темноцветных минералов. 5. Точки отбора ориентированных образцов. В кругах диаграммы  $\perp$  (010) плагиноклазов, сведенные на вертикальную плоскость—а, б, в, г—точечные диаграммы  $\perp$  (010) плагиноклазов. 50 измерений (здесь и далее проекция на горизонтальную плоскость).

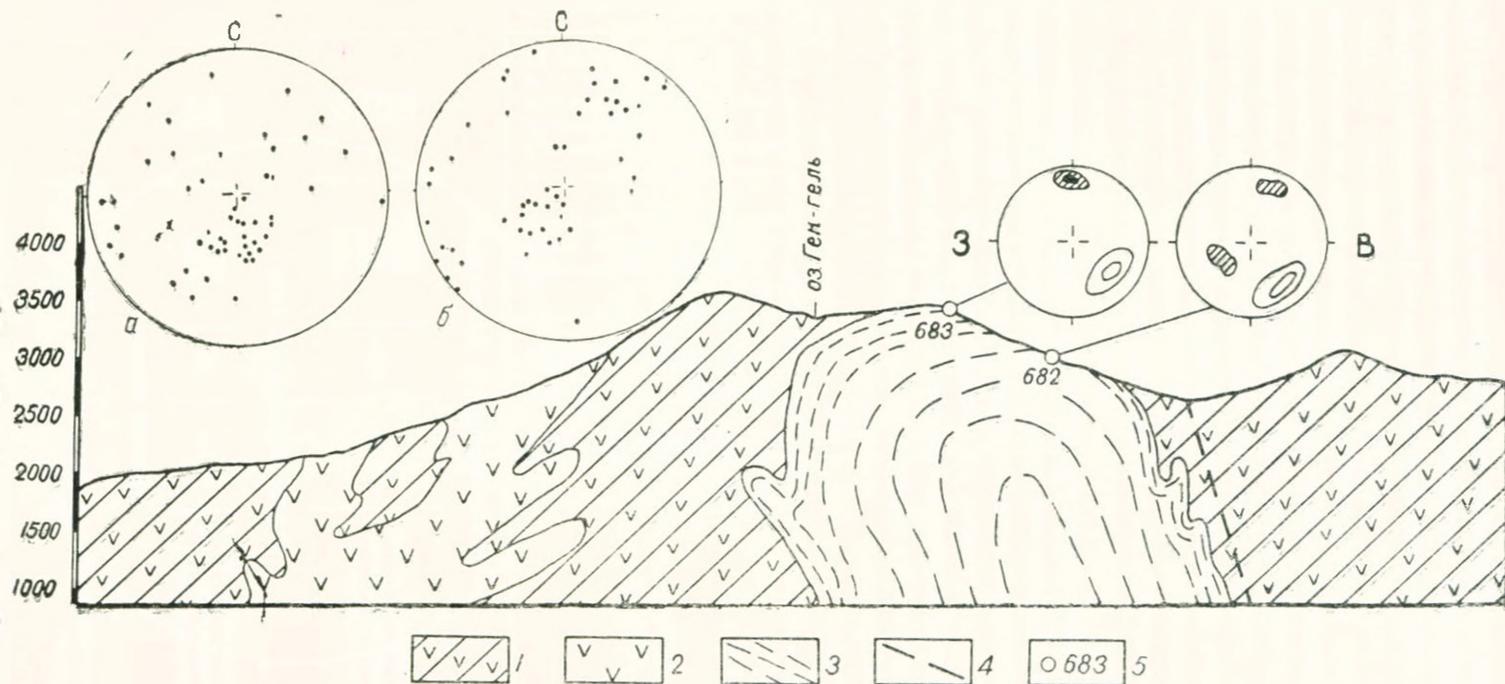


Рис. 3. Близширотный разрез в водораздельной части Зангезурского хребта, верховьях р. Гехи. 1. Вулканогенные породы среднего эоцена. 2. Порфириты. 3. Крупнозернистые порфириновые гранодиориты. 4. Дебаклинский разлом. 5. Точки отбора ориентированных образцов. а, б—точечные диаграммы  $\perp$  (010) плагиноклазов. 50 измерений.

Результаты проведенных измерений наносились на сетку Вульфа в проекции на верхнюю полусферу. Полученные точечные диаграммы приводились к горизонтальной плоскости. Дальнейшая обработка их заключалась в подсчете процента точек, отражающих на диаграммах горизонтальные и близгоризонтальные направляющие плоскости.

Такая обработка данных может быть обоснована тем, что существующие методы вычисления диаграммы [1, 5 и др.] не дают возможности выявить слабоконтрастные вариации ориентировки, наблюдаемые по разрезу в исследованных ориентированных образцах.

### Данные исследований

Наиболее полно характер изменения ориентированного сложения плагиоклазов в зависимости от удаления вмещающей апикальной поверхности можно проследить на диаграммах (рис. 2, а, б, в, г). Диаграмма (рис. 2а) составлена на основе замеров в шлифе из ориентированного образца 2154 и характеризует ориентировку  $\perp (010)$  плагиоклазов, примерно, в ста метрах от контакта с вмещающими породами (табл. 1).

Таблица 1

№ п/п	№ ориентированного образца	Название породы	Средний состав Pl	Содержание Pl в %	Абсолютная высота точек отбора ориентированных образцов в м	Удаление по вертикали от вмещающей апикальной поверхности в м (с погрешностью до 20%)	% точек $\perp (010)$ плагиоклаза, отражающих апикальные вмещающие поверхности
<b>Участок верховьев р. Каджаранц</b>							
1	2154	Среднезернистые порфириовидные гранодиориты	21Ап	35	300	100	50
2	2153				3175	225	46
3	2152				3050	350	35
4	2151				2925	475	30
<b>Участок верховьев р. Гехи</b>							
5	683	Крупнозернистые порфириовидные гранодиориты	25Ап	42	3350	100	50
6	682				3100	350	34
<b>Пологая залежь</b>							
7	660	Аплитовидный гранит	24Ап	22	Мощность 10–12 м	5	68

Здесь концентрации нормалей  $(010)$  плагиоклазов в центральной части диаграммы, отражающих положение близгоризонтальной направляющей плоскости, составляют 50% от общего числа замеров. Точки

же нормалей по второму пинакoidу плагиоклазов, соответствующие ориентирующим плоскостям с большим наклоном к горизонту, располагаются на периферии диаграммы, не обнаруживая каких-либо концентраций.

На диаграммах (рис. 2 б, в, г) в местах отбора ориентированных образцов ниже по разрезу концентрации точек, отражающих близгоризонтальные вмещающие плоскости, равны соответственно 46, 35 и 30% от общего числа замеров.

Концентрации  $\perp (010)$  в северо-восточной части двух последних диаграмм отражают направление общего северо-западного развития интрузии, согласное с простираем крутых контактовых плоскостей. Влияние последних на ориентировку плагиоклазов становится более значительным с удалением от апикальной поверхности интрузива. В рассматриваемом случае такие концентрации  $\perp (010)$  плагиоклазов плотностью изолиний до 8%, начинают проявляться уже на глубинах, примерно, 350 м (рис. 2в, табл. 1).

Диаграммы (рис. 3 а, б) составлены на основе замеров плагиоклазов в ориентированных образцах, отобранных в гранитоидах верховьев р. Гехи. Согласно табл. 1, они отражают ориентировку  $\perp (010)$  плагиоклазов в удалении, примерно, 100 и 350 м от близгоризонтальной контактовой поверхности, вмещающей этот интрузив. Нормали (010) на этих диаграммах образуют зоны концентрации точек в 50 и 34%, которые несколько смещены на юг—юго-запад от центра диаграммы, отражая общее погружение кровли интрузива.

Слабые концентрации  $\perp (010)$  в северо-восточной и юго-западной частях диаграмм (рис. 3), как и в вышеописанном случае, более четко

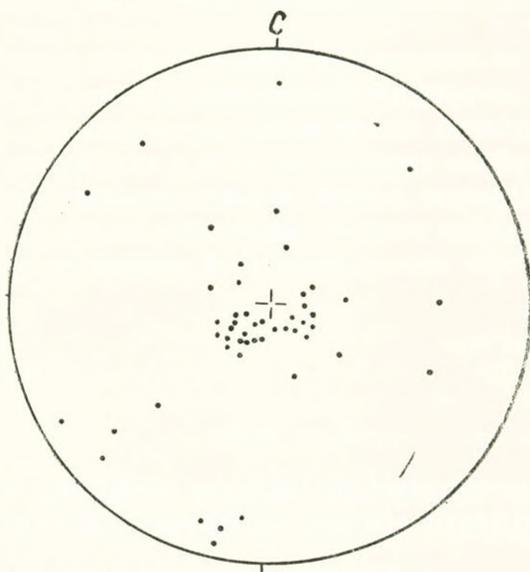


Рис. 4. Точечная диаграмма  $\perp (010)$  плагиоклазов в пологой залежи аллитовидного гранита. 50 измерений.

проявляются с глубиной и соответствуют простиранию длинной оси интрузива, развившегося в северо-западном направлении, параллельно зоне Дебаклинского разлома.

На диаграмме (рис. 4) показано пространственное положение нормалей (010) плагиоклазов в центральной части пологой залежи аплитовидного гранита (табл. 1). Здесь  $\perp$  (010), отражающие горизонтальные направляющие поверхности, создают наиболее значительные из рассмотренных случаев концентрации, составляющие 68% от общего числа замеров.

### Заключение

Оценка глубины эрозионного среза интрузивных массивов без применения рассмотренных методов исследований представляет значительную сложность и является крайне приближенной. Проведенные исследования позволили, как нам представляется, с приемлемой для поставленной цели надежностью выявить количественные изменения анизотропии в ориентировке (010) плагиоклазов на глубину до 500 м. Согласно полученным данным, наиболее значительные концентрации нормалей (010) плагиоклазов в исследованных гранитоидах отражающие близгоризонтальные, вмещающие интрузив поверхности, приходится на первые две сотни метров (табл. 1). Причем в близлежащей эдиоконтактовой зоне (в пределах 100 м) они составляют более 50% от общего числа замеров. Далее, с удалением от кровли интрузива и уменьшением ее влияния, наблюдается достаточно резкое изменение ориентированного сложения  $\perp$  (010). На глубинах 350 и 475 м проценты точек, отражающих эту плоскость, равны соответственно 35 и 30 от общего числа замеров.

Основываясь на приведенных данных, а также многочисленных других примерах по интрузивам Мегринского плутона, в участках с более значительной глубиной эрозии можно рекомендовать рассмотренный метод оценки глубины эрозионного среза в интрузивах, как наиболее достоверный. Надежные данные, характеризующие величину эрозионного среза, в отдельных участках интрузивов можно получить на основе микроструктурного исследования 1—3 одиночных ориентированных образцов.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 25.IV.1975.

Ռ. Ի. ՏԱՅԱՆ

ՄԻԿՐՈՍԿՈՒԿՏՈՒԲՐԱՅԻՆ ԱՆԱԼԻԶԻ ԿԻՐԱՌՄԱՆ ՓՈՐՁ  
ԻՆՏՐՈՒԶԻՎՆԵՐՈՒՄ ԷՐՈԶԻՈՆ ԿՏՐՎԱԾՔԻ ԳՆԱՀԱՏՄԱՆ ՄԵՋ

Ս. մ. փ. ո. փ. ո. ո. մ.

Ինտրուզիվների էրոզիոն կտրվածքի խորության դնահատումը տրվում է միկրոստրուկտուրային անալիզի հիման վրա: Վերծանվել է պլագիոկլազ-

ների  $\perp (010)$  անիզոտրոպիան, որն արտացոլում է ինտրուզիվ մարմինների առաստաղի դիրքը: Պլագիոկլազների  $\perp (010)$  ամենանշանավոր կոնցենտրացիաները, որոնք արտացոլում են ինտրուզիվների առաստաղի դիրքը, կազմում են շափումների ընդհանուր թվի 50 տոկոսից ավելին: 350 և 475 մետր խորություների վրա գտնվող ապարներում պլոգիոկլազների  $\perp (010)$  կոնցենտրացիաները շափումների ընդհանուր թվից համապատասխանաբար կազմում են 35 և 30 տոկոս:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Вистелиус А. Б. Структурные диаграммы. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1958.
2. Карамян К. А., Таян Р. Н., Гуюмджян О. П. Основные черты интрузивного магматизма Зангезурского рудного района Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1974.
3. Кочарян В. Г. Методика массовых определений ориентировки кристаллографических элементов плагиоклазов в пространстве. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1965.
4. Кочарян В. Г., Таян Р. Н. Некоторые закономерности ориентировки второго пинакоида плагиоклазов в интрузивах Мегринского плутона. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967.
5. Прочин А. В. Статистическая обработка в стратиграфической проекции ориентированных величин. Сов. геология, сб. 37, 1949.

УДК 551.49+546.291.(479.25.24.)

Э. С. МАТВЕЕВА, А. В. САРНОВСКИЙ

## ГЕЛИЙ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ МАЛОГО КAVKAZA

Сведения о гелиеносности подземных вод Малого Кавказа, полученные нами в 1971—73 гг., позволили наметить основные закономерности распределения гелия в регионе проявления альпийской складчатости в условиях горного рельефа с широким развитием молодого вулканизма. Некоторые из них были нами опубликованы [2].

Опробованию на гелий и анализу химического состава подвергались воды источников, скважин, подземных горных выработок. Измерение гелия производилось непосредственно в воде с помощью портативного магнито-разрядного индикатора гелия (ИНГЕМ-1), а в газовой фазе—на масс-спектрометре ПТИ-7.

В результате выполненных исследований был определен геохимический фон гелия подземных вод, газово-гидрохимическая специализация зон тектонических нарушений, гелиеносность рудоконтролирующих структур и минеральных вод.

## Геохимический фон гелия подземных вод

Формирование фоновых концентраций гелия в подземных водах определяется многими факторами, основные из которых следующие: содержание урана и тория в водовмещающих породах, возраст воды и пород; тектоническое строение района, определяющее степень проницаемости пород; литологический состав и мощность водовмещающих и перекрывающих их толщ; глубина залегания и удаленность водовмещающего комплекса от фундамента; динамика подземных вод и их насыщенность другими газами.

Геохимический фон гелия определялся для основных формационных структур, а в их пределах—для пяти районов, характеризующихся различными ландшафтными и гидрогеологическими условиями (табл. 1).

Распределение гелия в подземных водах подчиняется логнормальному закону. За величину фона ( $C_{\phi}$ ) принято модальное значение накопленной частоты. При определении геохимического фона было использовано более тысячи анализов. Результаты их обработки приведены в таблице 1.

Наиболее низким геохимическим фоном гелия ( $0,6 \cdot 10^{-4}$  см<sup>3</sup>/л) обладают воды, циркулирующие в сланцах, песчаниках, мергелях юрской геосинклинали, потоки вод в неоген-четвертичных лавах андезито-базальтового состава Гегамского и восточного склона Арагацкого нагорий, воды осадочно-вулканогенных образований мела юго-восточного Присеванья. Все эти водовмещающие комплексы имеют низкую радио-

Таблица 1

Геохимический фон гелия в подземных водах Малого Кавказа

Формация и возраст водовмещающих пород	Памбак	Айондзор	Нахичевань	Зангезур	Присеванье
Фундамент и доальпийский платформенный чехол $PR-E, D_2-C_1, P_1$	$\frac{0,76}{24}$	$\frac{0,8}{12}$	—	$\frac{1,25}{36}$	—
Юрская геосинклиналь $J_2-3$	—	—	—	$\frac{0,6}{19}$	—
Альпийская складчато-глыбовая область $K, Pg, N$	$\frac{1,3}{61}$	$\frac{0,9}{459}$	$\frac{1,4}{192}$	$\frac{0,9}{97}$	$\frac{0,63}{62}$
Неотектонический чехол лавы $N_2-Q$	—	$\frac{0,9}{60}$	$\frac{0,75}{127}$	$\frac{0,76}{29}$	$\frac{0,6}{63}$
Озерно-ледниковые отложения $Q$	—	$\frac{1,1}{13}$	$\frac{0,75}{19}$	—	$\frac{0,68}{17}$

Примечание: в числителе—фон гелия  $10 \text{ см}^3/\text{л}$ —Сф, в знаменателе—количество проб.

активность. Самый высокий фон гелия отмечен в водах туфогенной толщи олигоцена—нижнего миоцена и андезито-дацитового комплекса Нахичеванского района, характеризующихся увеличением концентрации радиоактивных элементов по отношению к кларку. Повышенная радиоактивность пород, особенности ландшафтно-климатических условий этой территории обеспечили накопление гелия в подземных водах.

Установлена зависимость геохимического фона гелия от суммарной радиоактивности водовмещающих пород. Как показано, на рис. 1, в

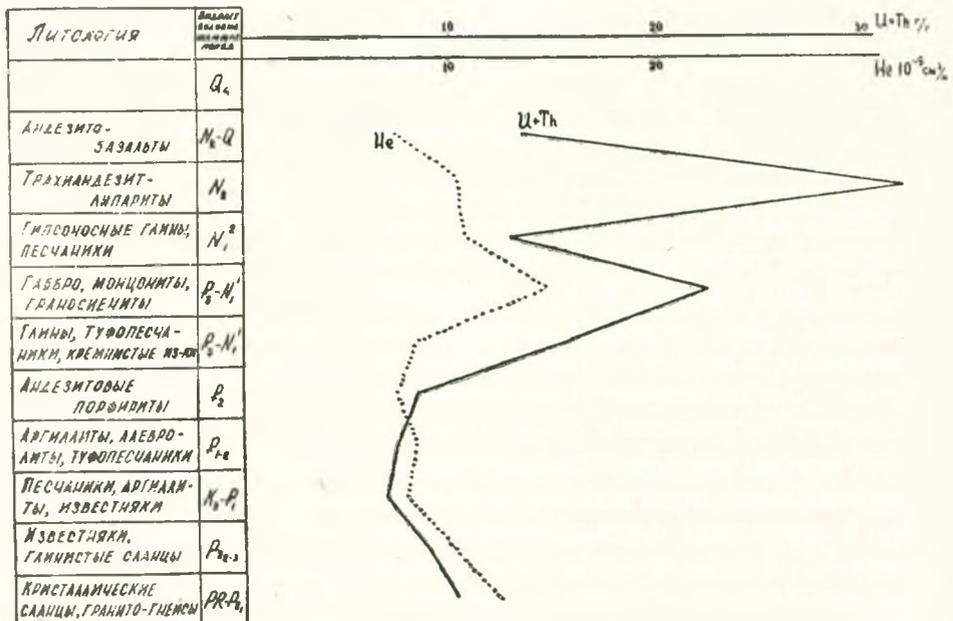


Рис. 1. График сопоставления фоновых концентраций гелия в подземных водах и содержаний радиоактивных элементов в водовмещающих комплексах Малого Кавказа.

средней части геологического разреза ( $Pg_2-N_1$ ) в системе газ—вода—порода установилось динамическое равновесие. Здесь видна прямая зависимость содержаний гелия в воде от кларков урана и тория в породе.

В образованиях кристаллического фундамента количество гелия в водах повышается при невысоком кларке радиоактивных элементов. Это обусловлено накоплением гелия за время существования этих древнейших пород региона, перекрытых толщей более молодых образований. В самых молодых породах—плиоценовых и четвертичных—фон гелия в воде ниже, чем можно было ожидать при высокой радиоактивности пород. Однако он остается достаточно высоким по сравнению с водами других комплексов. Самые радиоактивные породы района—трахипарит-андезиты—слагают верхние части гор в Айондзорском районе. Малая мощность их и интенсивная циркуляция заключенных в них вод обусловили отставание содержаний гелия в воде от радиоактивности пород.

### Гелиеносность зон тектонических нарушений

С целью изучения глубоких горизонтов земной коры были обследованы воды и газы, заключенные в тектонических разломах различных порядков.

Наряду с характеристикой гелиеносности структур по простиранию особое внимание обращалось на минеральные воды, месторождения и рудопроявления твердых полезных ископаемых, генетически связанных с этими структурами. Ниже рассматривается гелиеносность тектонических разломов в целом, минеральных вод, рудоконтролирующих структур различных полезных ископаемых.

#### а. Гелиеносность тектонических разломов

На территории южного склона и центральной части Малого Кавказа обследовано 20 тектонических разломов различных порядков. Региональные структуры изучались на отдельных участках, а разломы высоких порядков—на всем их протяжении.

Воды, заключенные в тектонических разломах и выходящие на поверхность в виде источников, характеризуются невысокой гелиеносностью. Однако и здесь удалось классифицировать разломы на гелиеносные и с повышенной и фоновой гелиеносностью (табл. 2). К первому типу отнесены тектонические разломы, в пределах которых среднее содержание гелия в три и более раза превышает местный геохимический фон. В структурах с повышенной гелиеносностью содержание гелия в воде в 1,5—3 раза превышает фон водовмещающих комплексов, питающих этот разлом. Структуры с фоновой концентрацией гелия не выделяются в поле развития слабогелиеносных водоносных горизонтов.

На основании полученного фактического материала не удалось установить связи между категорией разломов и их гелиеносностью. Глу-

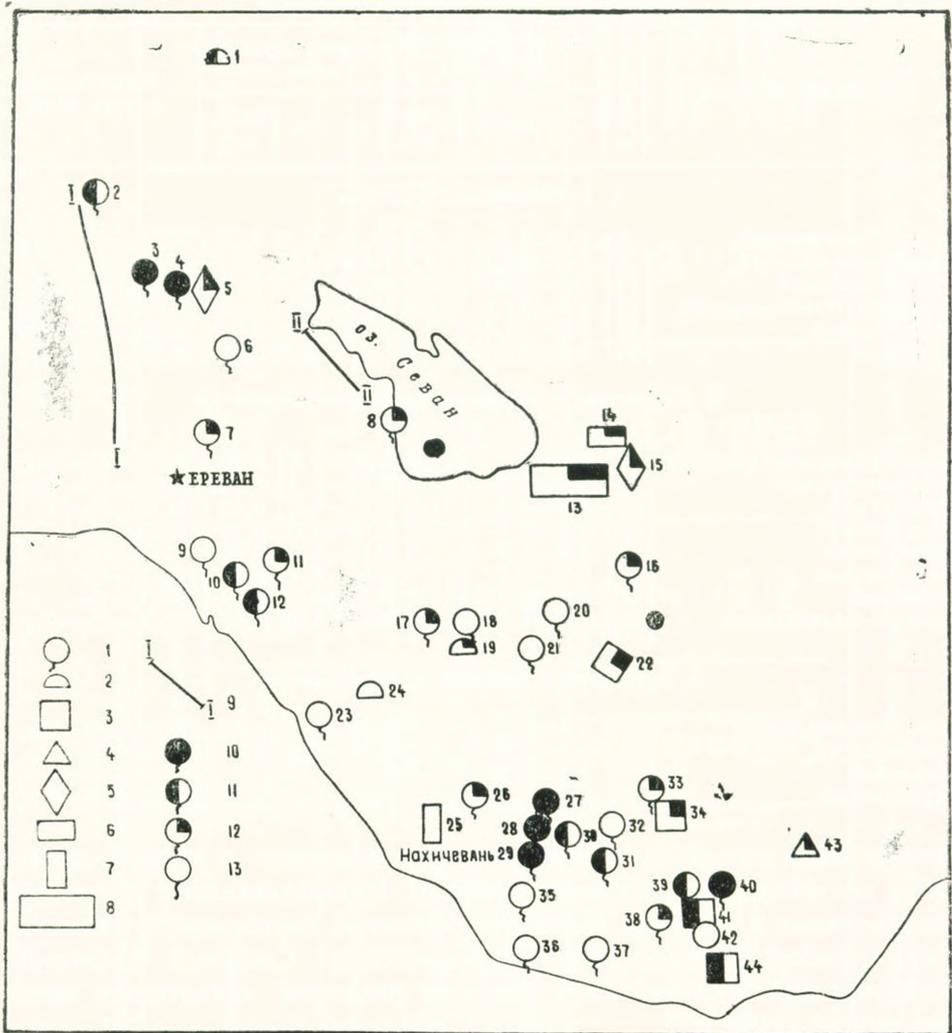


Рис 2. Гелиеносность подземных вод на объектах Малого Кавказа. 1—7—месторождения (1—минеральных вод, 2—полиметаллов, 3—медно-молибденовые, 4—медно-колчеданные, 5—золота, 6—ртути, 7—каменной соли), 8—площади, опробованные на гелий, 9—площади и профили водно-гелиевого опробования по лавам андезито-базальтов, 10—13—содержание гелия в подземных водах в  $10^{-4}$  см<sup>3</sup>/л (10—больше 20, 11—от 10 до 20, 12—от 1 до 10, 13—меньше 1).

близкие долгоживущие разломы, как правило, обладают низкой гелиеносностью, т. к. они часто залечены в результате проявления позднейших магматических и гидротермальных процессов. Связанные с ними гелиевые аномалии низкоконтрастны. К таким разломам относятся Хуступ-Гиратахский, Зангезурская зона разломов и др. Молодые разломы или древние, но подновленные позднейшими подвижками, обладают наибольшей флюидопроводимостью, т. е. создаются условия для миграции воды и газов с больших глубин к дневной поверхности. Это

Таблица 2

## Гелиеносность тектонических нарушений

Название разлома	К-во проб	Содержание гелия $10^{-4}$ см <sup>3</sup> /л		Минерализация воды, г/л		Химический состав воды
		от—до	сред- нее	от—до	сред- нее	
<b>1. Гелиеносные структуры</b>						
Хуступ-Гиратахский	8	0,9—6,0	3,1	0,16—0,4	0,28	HCO <sub>3</sub> —Ca—Mg
Мармарикский	7	0,6—31,4	15,9	5,4—8,8	6,7	HCO <sub>3</sub> —Na—Ca
Алинджачайский	12	0,3—8,4	2,5	0,07—0,3	0,14	HCO <sub>3</sub> —Ca—Na
Северный Нахичеванский	47	0,6—23,8	2,5	0,2—31,0	3,54	HCO <sub>3</sub> —Na—Mg
Дебаклинский	42	0,6—18,5	2,5	0,07—0,3	0,14	HCO <sub>3</sub> —Ca—Mg
Гехинский	24	0,6—9,0	2,4	0,2—8,9	0,29	HCO <sub>3</sub> —Na—Mg
<b>2. Структуры с повышенной гелиеносностью</b>						
Загезурская зона разломов	94	0,1—4,5	1,1	0,06—2,4	0,35	HCO <sub>3</sub> —Ca—Mg
Агаракалзорский	76	0,1—6,0	1,1	0,05—2,4	0,62	HCO <sub>3</sub> —Ca—Mg
Улашкский	22	0,7—4,5	1,8	0,07—0,8	0,13	HCO <sub>3</sub> —Na+K
Варданесский	25	0,6—3,7	1,3	0,06—0,17	0,12	HCO <sub>3</sub> —Na—Ca
Кадрилинский	12	0,6—1,8	1,4	0,14—0,3	0,25	HCO <sub>3</sub> —Ca
Сачанлинский	37	0,6—3,7	1,25	0,06—0,1	0,12	HCO <sub>3</sub> —Ca
Элвинский	44	0,6—6,6	1,2	0,1—0,5	0,21	HCO <sub>3</sub> —Ca
Анкаван-Далидагский	15	0,6—1,9	1,4	0,5—0,15	0,32	HCO <sub>3</sub> —Ca—Mg
<b>3. Структуры с фоновой гелиеносностью</b>						
Ветвь Базарчайского	38	0,1—2,5	0,93	0,05—0,3	0,11	HCO <sub>3</sub> —Na—Ca
Базарчайский	23	0,6—1,8	0,77	0,06—0,15	0,1	HCO <sub>3</sub> —Ca—Na
Арвинский	21	0,6—1,25	0,83	—	—	—
Амуларский	17	0,3—1,0	0,6	0,03—0,2	0,12	HCO <sub>3</sub> —Cl—SO <sub>4</sub>

прежде всего относится к разломам, находящимся в районах проявления неотектоники и сеймотектоники. Представителями разломов, подновленных в процессе сеймотектонической деятельности, являются Мармарикский (Анкаванский), Дебаклинский, Северный Нахичеванский разломы. Гелиеносность вод этих разломов значительно выше, чем других (табл. 2).

## б. Гелиеносность минеральных вод

Химический состав минеральных вод южного склона и центральной части Малого Кавказа очень пестрый—от гидрокарбонатно-кальциевых до хлоридно-натриевых. Установлено, что гелиеносность минеральных вод района не зависит от их химического состава, а определяется глубиной заложения и степенью раскрытости тектонических структур.

Минеральные воды Закавказья обладают невысокой гелиеносностью, но все же появилась возможность классифицировать их по степени гелиеносности на четыре группы (табл. 3, рис. 2).

Как следует из таблицы, большая часть минеральных вод и связанных с ними спонтанных газов Закавказья имеет низкую и повышен-

Таблица 3

## Газленосность углекислых минеральных вод Малого Кавказа

Газленосность, содержание $\text{He } 10^{-4} \text{ см}^3/\text{л}$	№ на схеме (рис. 2)	Местоположение	Содержание He		$\text{He}^3, \text{He}^4$ $10^{-8}$ от—до	М г/л	Химический тип воды*
			в воде $10^{-4} \text{ см}^3/\text{л}$ от—до	в спонтанном газе $10^{-4} \%$			
1	2	3	4	5	6	7	8
Высокая $\wedge$	3	Анкаван (8 проб)	22—31	11,8	620—970	5,5—8,0	анкаванский
	4	Улашик (3 пробы)	1—30,6	—	410—500	0,1—5,0	анкаванский
	40	Долина р. Охчи в р-не Каджарана (3 скв.)	38—114	65—162	180—240	1,6—3	джермукский
	29	Р-н с. Хачапарак (скв.)	76	—	120	37,8	эссентукский
	28	Сираб (ист.)	23,8	—	—	12,7	боржомский
	27	Село Сурамелик (2 скв.)	6—43	62	110	2,6	боржомский
Средняя $\Pi$ —20	2	Джрашел (ист.)	11,3	—	410	1,4	араратский
	1	Шамдуг (2 скв.)	8—16	—	—	2,9	джермукский
	10	Азатаван (скв.)	13,8	—	—	—	—
	28	Сираб, скв. завода мин. вод	16,2	5	—	2,3	боржомский
	12	Арарат (скв.)	10,1	—	240	—	араратский
	44	Агарак (скв.)	11,0	—	—	—	—
	39	Каджаран, мин. источник	10,2	10,5	130	0,2	анкаванский
	41	Каджаран, скв.	18,5	—	230	2,0	джермукский
	30	Родник „Нагих“	12,0	10,0	230	7,1	эссентукский
	31	Бойахмед (ист.)	0,7—16	—	140	3,2	нарзаный

\* Классификация минеральных вод по их химическому составу принята для Армении по [3], для Нахичеванской АССР—по [1].

1	2	3	4	5	6	7	8
Повышенная I—10	38	С. Пармара (скв.)	3,0	—	—	1,5	боржомский
	7	Арзни (скв.)	—	12,5	520	5,8	арзинский
	12	Ст. Арарат (ист.)	4,2	—	—	—	—
	34	Дастакерт (3 скв.)	7,5—10	—	—	1,4—1,9	джермукский
	17	Агаракадзор	—	11,1	—	2,4	—
	16	Истису Кельбаджарского р-на — (2 скв.)	6,0—6,6	—	—	8,6	араратский
	16	Там же (3 ист.)	2,2—2,6	—	140	7,8	нарзаный
	33	Кизил-Шафак	6,6	—	—	—	нарзаный
	27	Нагаджир (скв.)	1,1	15—25	85	8,1	—
	28	Сираб (ист.)	4,0	2,8	290	2,5	эссендукский
	28	Сираб. СЗ 3 км (скв.)	1,75	—	—	12,0	нарзаный
	11	Беди, м-ше мин. вод	1,15	—	—	—	боржомский
	26	Бадамлы, завод мин. вод	2,9	—	—	0,81	—
	33	Софлу (4 скв.)	5,6—6,0	74,5	140	2,5	эссендукский
8	Кармир-Гюх, Гюмюрские источники	4,5	—	—	2,4	джермукский	
							нарзаный
Низкая < 1	32	Лятекач (скв.)	0,6	—	250	2,7	нарзаный
	21	Гидеваз	0,77	—	—	5,4	анкаванский
	18	Азизбеков (скв.)	0,6	—	—	—	—
	6	Бжни (скв.)	0,6	6,0	160	1,9	анкаванский
	9	Арташат (скв.)	0,6	—	—	—	—
	11	Долина р. Ведичай, скв. № 11	0,6	—	—	3,7	араратский
	11	Там же (ист.)	0,6	—	600	—	—
	23	С. Норашен	0,6	—	—	—	—
	42	С. Таштун, С 2 км	0,5—1,0	—	140	4—5,6	анкаванский
	20	Джермук (5 скв.)	0,7—1,5	—	360—510	4,5—6,0	джермукский
	28	Сираб, мышьяковистый источник	—	8,0	150	9,1	эссендукский
	28	Там же, источник	0,5	—	110	6,0	боржомский
	37	Дарыдаг (скв.)	0,6	7,8	250	18,2	эссендукский
	35	Аразин (ист.)	0,62	—	—	27,7	эссендукский
36	Р. Алинджачай, устье	0,75	—	130	0,95	эссендукский	

ную гелиенасыщенность. Минеральные воды с высокой гелиеносностью заключены в зонах Мармарикского, Улашикского, Северного Нахичеванского и Дебаклинского разломов. Так на курорте Анкаван и месторождении минеральных вод Улашик в зоне Мармарикского разлома содержание гелия в воде равно  $31 \cdot 10^{-4}$  см<sup>3</sup>/л, а в спонтанном газе—  $12 \cdot 10^{-4}$  % объем. Более высокая гелиеносность минеральных вод отмечена в зоне сопряжения Дебаклинского и Охчинского разломов. Здесь, вблизи Каджарана, содержание гелия в воде достигает  $114 \cdot 10^{-4}$  см<sup>3</sup>/л, а концентрация его в спонтанном газе—  $162 \cdot 10^{-4}$  % объема. В районе села Хачапарах в сильно минерализованных водах Северного Нахичеванского разлома содержание гелия равно  $76 \cdot 10^{-4}$  см<sup>3</sup>/л.

Как видно из таблицы 3, изотопные отношения гелия в минеральных водах Малого Кавказа, как правило, превышают  $140 \cdot 10^{-8}$ , т. е. выше, чем в атмосфере. Ряд авторов [3, 4] указывает, что мантийному гелию, состоящему из смеси «первозданного» с отношением  $\text{He}^3/\text{He}^4$ —  $3 \cdot 10^{-4}$  и радиогенного гелия с отношением—  $n \cdot 10^{-9}$ , характерны значения  $\text{He}^3/\text{He}^4$ —  $(2-4) \cdot 10^{-5}$ . Исходя из этого, Якуцени В. П. и др. [5] указывают, что высокие отношения легкого и тяжелого изотопов гелия больше  $n \cdot 10^{-6}$  в составе газов, поступающих из глубоких недр, могут рассматриваться как показатель их связи с подкоровыми глубинами Земли. Следовательно, можно считать, что в формировании газового состава минеральных вод Малого Кавказа принимают участие глубинные газы, а структуры, с которыми они связаны, достигают подкоровых горизонтов. В первую очередь это можно сказать, о водах месторождений Анкаван, Улашик, Джрашен, Джермук, Арзни, Вединской группы источников.

### в. Гелиеносность рудоконтролирующих структур

При изучении гелиеносности рудоконтролирующих структур исследовались воды рудопоявлений и месторождений медно-молибденовой формаций, а также месторождений полиметаллов, золота, ртути, соленого источника на месторождении каменной соли.

Список обследованных объектов и гелиеносность вод горных выработок и скважин приведены в таблице 4.

Трещинно-жильные воды рудоконтролирующих структур имеют низкую концентрацию гелия. Наиболее высокая гелиеносность отмечена на полиметаллическом месторождении Шамлуг, где подземным бурением вскрыты углекислые минеральные воды и на Каджаранском медно-молибденовом месторождении. Здесь рудный процесс связан с одной Дебаклинского разлома, как и на месторождениях Агарак и Дасакерт.

Как видно из таблицы 4, воды этих месторождений, а также минеральные воды в долине реки Охчи, приуроченные к этой же зоне разлома, имеют повышенную гелиенасыщенность. Другая картина наблюдается в зоне Мармарикского разлома. С Центральным разломом этой сложной тектонической структуры связано Меградзорское место-

Таблица 4

Гелиеносность подземных вод на месторождениях  
и рудопроявлениях Малого Кавказа

№ по схеме рис. 2	Наименование объекта	Число водо- пунктов	Максимальное содержание растворенного гелия $\text{н} \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{л}$
<b>Полиметаллические месторождения</b>			
1	Шамлуг	5	16
19	Азатек	6	3,4
24	Гюмушлуг	4	0,8
<b>Медно-молибденовые месторождения</b>			
41	Каджаран	23	18,5
44	Агарак	3	5,1
34	Дастакерт	28	9,8
<b>Медноколчеданные месторождения</b>			
43	Кафан	7	5,9
<b>Месторождения золота</b>			
5	Меградзор	6	4,0
15	Зод	5	1,5
<b>Рудопроявления ртути</b>			
14	Сараланч	4	1,5
<b>Месторождения каменной соли</b>			
25	Соль-Иран	1	1,5
<b>Площади, перекрытые лавами андезито-базальтов</b>			
13	Басаргечар	12	2,5
22	Базарчай	32	1,8
I—I	Арагацкое нагорье	6	1,5
II—II	Гегамское нагорье	5	1,1

рождение золота. Рудоконтролирующая структура опробована на 300 м по падению. Какой-либо разницы в гелиеносности вод и рудничного газа установить не удалось, на всем опробованном интервале она низкая. Однако, как указывалось выше, на курорте Анкаван и на месторождении минеральных вод Улашик углекислые воды и спонтанные газы в зоне Мармарикского разлома обогащены гелием. Это еще раз подтверждает, что гелиеносность тектонических разломов изменяется по простиранию и определяется степенью их раскрытости. Несмотря на то, что гелиеносность трещинно-жилых вод рудоконтролирующих структур на территории Закавказья низкая, все же на общем фоне молодые эндогенные месторождения твердых полезных ископаемых выделяются аномалиями гелия с контрастностью от 2 до 10.

### В ы в о д ы

**1. Геохимический фон гелия** подземных вод Малого Кавказа варьирует в пределах  $(0,6--1,4) \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{л}$ . Основными факторами, опреде-

ляющими формирование фона гелия, являются возраст водовмещающих комплексов, их радиоактивность и гидродинамические условия района.

2. Трещинно-жильные воды молодых разломов или древних, но подновленных позднейшими подвижками, в том числе и рудоконтролирующих, имеют повышенную гелиеносность—аномалии, связанные с ними, в 2—20 раз превышают фон. Глубинные долгоживущие, залеженные позднейшими магматическими и гидротермальными процессами разломы, обладают низкой гелиеносностью.

3. Изотопный состав гелия свидетельствует об участии мантийного гелия в формировании газового состава минеральных вод в сейсмоактивных областях Малого Кавказа. Это дает основание предположить, что наиболее флюидопроводящие участки разломов достигают подкоровых горизонтов.

ВИРГ, г. Ленинград

Поступила 9 X.1975.

Է. Ս. ՄԱՏՎԵԵՎ, Ա. Վ. ՍԱՌՆՎՍԿԻ

## ՀԵԼԻՈՒՄԸ ՓՈՔՔ ԿՈՎԿԱՍԻ ՍՏՈՐԵՐԿՐՅԱ ՋՐԵՐՈՒՄ

### Ա մ փ ո փ ու մ

Մեծածախլ փաստացի նյութի հիման վրա հողվածում քննարկված է Հայկական ՍՍՀ և Նախիջևանի ԱՍՍՀ ստորերկրյա ջրերի հելիումաբերությունը: Ստորերկրյա ջրերում հելիումի գեոքիմիական ֆոնը տատանվում է  $(0,5-1,4) \cdot 10^{-3}$  սմ<sup>3</sup>/լ սահմաններում և որոշվում է ջրատար կոմպլեքսների հասակով, նրանց ռադիոակտիվությամբ և շրջանի հիդրոգիմամիկ պայմաններով:

Չարգացման ամենատուչ էտապի երկարակյաց հանքավերահսկող տեկտոնական ստրուկտուրաների ճեղքային-երակային ջրերը պարունակում են ֆոնին 2—20 անգամ գերազանցող հելիումի քանակություններ: Փոքր Կովկասի խորը տեղադրման զոնաներում հելիումի ընդհանուր քանակությունը և նրա իզոտոպային կազմը սպինտան գազի մեջ ցույց են տալիս հելիումի անջատումը մեծ խորություններից, որոնք, հավանաբար, հասնում են ենթակեղևային հորիզոններին:

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Автеева А. Б. Гидрогеология некоторых месторождений углекислых вод Нахичеванской АССР. Тр. первой Азербайджанской научной сессии, Баку, 1962.
2. Тифеев Г. П., Матвеева Э. С., Глебовская В. С. Использование гелиевого метода для выявления раскрытых тектонических нарушений глубокого заложения. Сб. «Вопросы рудной геофизики», вып. 19, 1972.
3. Тер-Мартirosян А. А. Минеральные воды Армянской ССР. Тезисы докл. на республиканской конференции по изучению и использованию природных лечебных ресурсов АССР. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1969.
4. Толстухин И. Н., Мамырин Б. А., Каменский И. Л. и др. Распределение изотопов гелия в верхних оболочках Земли. В кн. «Пятый Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов». Тезисы докл., ч. 2, АН СССР, ГЕОХИ, М., 1974.
5. Якуцени В. П., Каменский И. Л., Мамырин Б. А., Ануфриев С. Г., Толстухин И. Н. Изотопы гелия в природе. «Геохимия», № 8, 1971.

УДК 550.34

Г. В. ЕГОРКИНА, В. А. РАКИШОВ, И. В. ГАРЕТОВСКАЯ, Л. М. ЕГОРОВА

### АНИЗОТРОПИЯ СКОРОСТЕЙ В СВЯЗИ С НАПРЯЖЕННЫМ СОСТОЯНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Известно, что в анизотропных средах могут распространяться три типа волн, аналогично распространению продольной ( $P$ ) и поперечных волн разной поляризации ( $SV$  и  $SH$ ) в изотропных средах. В изотропной среде скорости волн  $SV$  и  $SH$  одинаковы, в анизотропной среде (за исключением особых направлений) различаются и зависят от направления распространения. Поэтому, если экспериментально установлен факт различия скоростей распространения волн  $SV$  и  $SH$ , можно утверждать, что среда анизотропна.

Для изучения анизотропии скоростей распространения поперечных волн были использованы материалы полевых наблюдений, проводившихся сейсмическими партнями ВНИИ Геофизики на территории Армении с 1967 по 1974 гг. Запись колебаний в полосе частот 0,5—10 гц на магнитную пленку осуществлялась с помощью 10—12 четырехканальных станций типа «Земля», снабженных сейсмографами ВЭГИК ( $f=1$  гц). Два сейсмографа были вертикальными ( $Z_1$  и  $Z_2$ ) и два горизонтальными ( $X$ —север-юг,  $Y$ —запад-восток). Использовались профильные и площадные наблюдения при расстоянии между станциями 2—5 км. Общая протяженность отработанных профилей составила около 1400 км.

Анизотропия скоростей поперечных волн изучалась по записям местных и близких землетрясений с эпицентрными расстояниями от 5 до 300 км. Значения кажущихся скоростей и область регистрации свидетельствуют о том, что первые волны  $S$  являются рефрагированными в кристаллической части земной коры и верхней мантии. По характеру записи волн  $S$  весь экспериментальный материал делится на две существенно различные группы. К первой группе относятся сейсмограммы, на которых  $S$ -волны имеют одинаковые времена вступления на разных компонентах. На сейсмограммах второй группы (рис. 1) волны  $S$  имеют различные времена вступления на  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  каналах. По характеру поляризации волны, регистрирующиеся с временным сдвигом, аналогичны волнам  $SV$  и  $SH$  в изотропных средах. И хотя известно, что в анизотропных средах нет чисто продольных и чисто поперечных волн, условимся называть волны, поляризованные в вертикальной плоскости, волнами  $SV$ , а волны, поляризованные в горизонтальной плоскости,—волнами  $SH$ . Различие во временах прихода волн  $SV$  и  $SH$  изменяется от 0,1 до 1,3 сек и отмечается для большей части землетрясений, зарегистрированных в данной точке наблюдения.

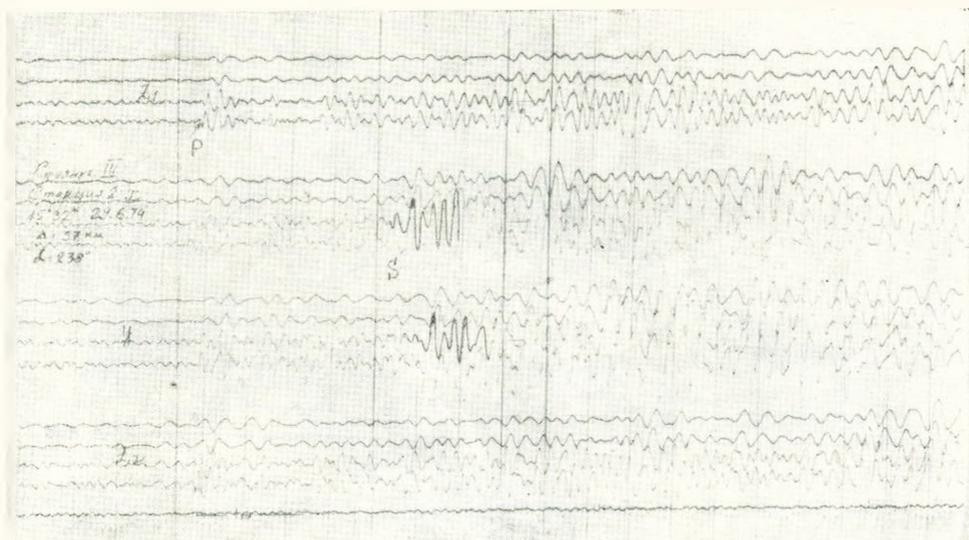


Рис. 1. Сейсмограмма землетрясения с временным сдвигом между компонентами  $S$ -волн ( $\Delta = 37$  км,  $\alpha = 238^\circ$ ). Величина сдвига 0,8 сек.

Изучение анизотропии скоростей производилось также по записям обменных проходящих волн типа  $PS$  [6, 7]. Анализировались волны, прослеживающиеся в первых вступлениях. В сейсмогеологических условиях территории Армении это волны, образовавшиеся на поверхности фундамента ( $PS_{\Phi}$ ). Расхождение во временах вступления волн  $PS_{\Phi}$  на разноориентированных сейсмоприемниках изменяется от 0,1 до 0,7 сек.

Совместный анализ сейсмограмм поперечных и обменных волн показал следующее:

1) Различия во временах прихода волн  $SV$  и  $SH$  в каждой конкретной точке наблюдения отмечаются по записям как обменных волн  $PS$ , так и поперечных. Это позволяет считать, что анизотропия скоростей является следствием особенностей физико-геологических факторов в области, окружающей точку регистрации.

2) В каждой конкретной точке наблюдения разность времен регистрации волн  $SV$  и  $SH$  на записях близких землетрясений практически не зависит от расстояния до источника колебаний. Это говорит о том, что анизотропия скоростей имеет место не вдоль всего пути пробега волны, а лишь в определенных зонах. На рис. 2 представлены графики величин  $(t_{SV} - t_{SH})$  в функции расстояния от источника колебаний. Как видно, имеет место довольно большой разброс значений  $\Delta t = t_{SV} - t_{SH}$ , однако определенной связи с расстоянием не отмечается.

3) В каждой конкретной точке наблюдения разность во временах регистрации волн  $SV$  и  $SH$  зависит от азимута подхода колебаний.

4) Зависимость соотношения времен регистрации (соотношения скоростей) волн  $SV$  и  $SH$  от азимута на эпицентр землетрясения неодн-

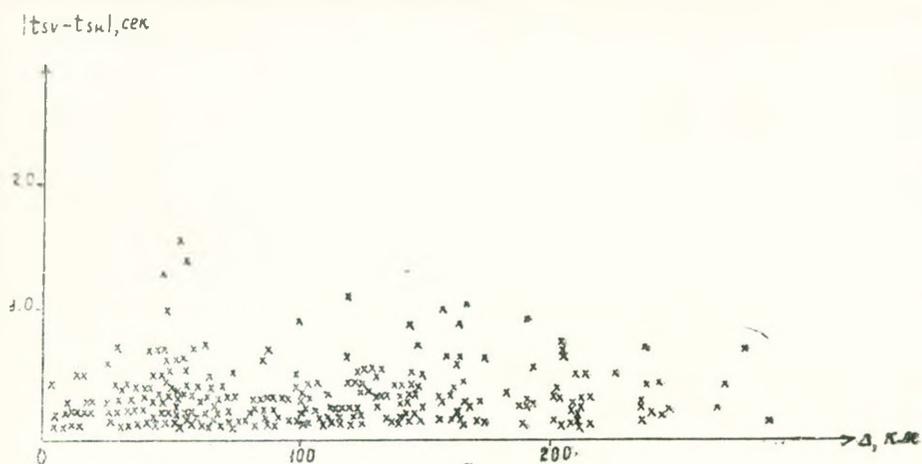


Рис. 2. График зависимости величины  $|t_{SV} - t_{SH}|$  от эпицентрального расстояния.

накова для разных точек наблюдения, что свидетельствует о различном характере физико-геологических факторов, определяющих анизотропность среды на разных площадях.

Таким образом анализ рассмотренных экспериментальных данных позволяет сделать вывод, что:

- а) анизотропия скоростей отмечается не на всей исследованной территории, а лишь в определенных зонах (рис. 3);
- б) анизотропия скоростей является следствием локальных особенностей состояния среды вблизи точки регистрации волны;
- в) особенности состояния среды, определяющие анизотропию скоростей, имеют различную характеристику в различных районах исследованной территории.

Можно предположить, что анизотропия скоростей сейсмических волн является следствием либо упорядоченного строения среды (периодическое чередование слоев, ориентировка кристаллов, преобладающая направленность пор, трещин и т. д.), либо связана с особенностями напряженного состояния среды. Результаты проведенных исследований показали, что в условиях территории Армении анизотропию скоростей в большинстве случаев невозможно объяснить слоистостью осадочной толщи [7]. Покажем, что наблюдаемое различие скоростей сейсмических волн связано с особенностями напряженного состояния среды.

Для проверки предположения о том, что экспериментально установленная на территории Армении анизотропия скоростей поперечных ( $PS$  и  $S$ ) волн является следствием особенностей напряженного состояния земной коры, проанализируем: а) связь между характером анизотропии скоростей и направлением главных осей напряжений в очаговых зонах; б) зависимость пространственного расположения зон повышенной анизотропии скоростей от геологического строения региона.

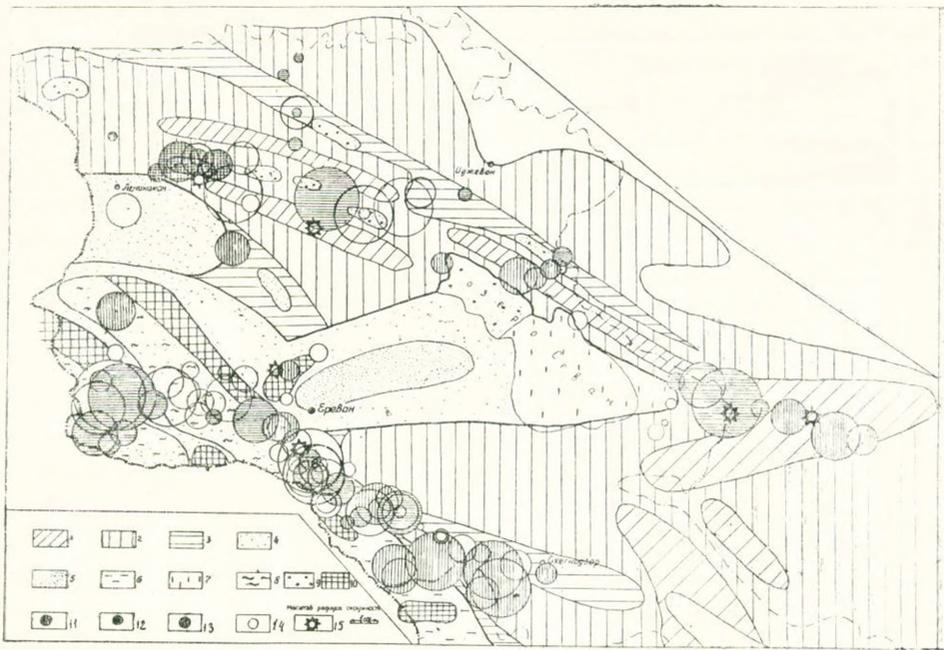


Рис. 3. Сопоставление зон характеризующихся анизотропией скоростей сейсмических волн с картой неотектонических движений [2]. 1—области интенсивных поднятий за послесарматское время (свыше 2000 м); 2—области умеренных поднятий (от 1500 до 2000 м); 3—области слабых поднятий (до 1500 м); 4—области опусканий; 5—области интенсивных опусканий (свыше 2000 м); 6—области интенсивных прогибаний в миоцене и поднятий в плиоцене—антропогене; 7—области умеренных прогибаний в миоцене, плиоцене и нижнем—среднем антропогене и слабых поднятий в верхнем антропогене; 8—области прогибаний в миоцене, поднятий в плиоцене и вновь опусканий в антропогене; 9—впадины, наложенные на эоценовое основание; 10—горстовые поднятия во впадинах; 11—точки наблюдения, вблизи которых  $V_{SV} > V_{SH}$ ; 12—точки наблюдения, вблизи которых  $V_{SH} > V_{SV}$ ; 13—точки наблюдения, вблизи которых соотношение скоростей волн SV и SH зависит от азимута подхода; 14—точки наблюдения, вблизи которых отмечается различие скоростей поперечных волн, но природа волн не определена однозначно; 15—эпицентры землетрясений.

В табл. 1 приведены основные параметры изучавшихся землетрясений, а также результаты определения ориентации осей сжатия и растяжения в их очагах. Положение оси сжатия (растяжения) характеризуется ее азимутом ( $A_2^0$ ) и углом наклона ( $i^0$ ) с направлением на зенит.

Результаты определения (рис. 4, табл. 1) для очагов сильных землетрясений № 4, 5 показывают, что оси сжимающих напряжений расположены близгоризонтально, а оси растягивающих напряжений—близвертикально. Для очага землетрясения № 3 характерна близгоризонтальная ориентация осей сжатия и растяжения. Результаты определения напряженного состояния области по совокупности очагов слабых землетрясений показаны на рис. 4 и в таблице под номерами 1, 2, 6, 7, 8. Как видно, оси сжатия в очагах землетрясений № 1, 2, 6, 7 ориентированы близгоризонтально, а оси растяжения—близвертикально. В оча-

Таблица 1

Помера на рис. 4	Дата зем- летрясения	Время в очаге (Грин.) час. мин.	Координаты эпицентра		Магнитуда, M	Ось сжимающего напряжения		Ось растягиваю- щего напряжения		
			$\varphi$	$\lambda$		$A_2^0$	$i^0$	$A_2^0$	$i^0$	
1	15.07.71	15 22	41°07'	43°55'	5	10	65	208	25	
1	30.09.71	10 29	40 05	43 57						
1	08.07.71	19 15	40 07	44 00						
1	16.09.71	04 22	41 08	41 05						
1	08.07.71	02 25	41 08	44 00						
1	24.03.71	20 56	41 07	44 00						
1	08.07.68	04 55	41 07	43 55						
1	20.04.68	06 36	41 08	44 05						
1	17.03.68	04 12	41 04	44 04						
2	15.03.68	12 37	41 03	43 52			330	80	95	15
2	08.06.68	20 38	41 03	44 01						
2	22.04.68	17 39	41 02	44 11						
2	01.07.68	18 47	40 59	43 47						
3	30.01.67	01 20	40,9	44,3		50	64	135	90	
4*	30.10.54	23 43	40,1	45,8	5	190	65	0	26	
5*	09.06.68	00 56	39,1	46,0	5	340	79	245	50	
6	25.06.73	01 13	39,9	45,47		10	83	170	35	
6	30.06.73	04 58	39 95	45 40						
6	06.07.73	19 19	39 88	45 42						
7	19.06.72	04 25	39 8	45 08		195	80	305	25	
7	25.06.72	13 57	39 87	44 8						
7	29.06.72	20 11	39 8	45 02						
7	05.07.72	19 21	39 9	45 11						
8	05.02.68	13 47	40 4	44 6		340	15	148	80	
8	23.05.68	20 54	40 35	44 46						
9	08.05.74	13 06	40 11	44 10		20	35	280	85	
10	21.06.74	08 06	40 16	44 10		210	80	300	70	
11	01.07.74	10 11	40 24	44 15		100	90	350	25	
12	08.07.74	02 43	40 11	44 13		45	25	190	65	

\* Результаты по этим данным взяты из работы [1].

гах совокупности землетрясений № 8 характер напряженного состояния иной: оси сжатия ориентированы близвертикально, а оси растяжения—близгоризонтально. Результаты определения механизма очага отдельных слабых землетрясений показаны на рис. 4 и в таблице под номерами 9, 10, 11, 12. Ориентация осей напряжений следующая: в очагах землетрясений № 9, 12 оси сжатия ориентированы близвертикально, а оси растяжения—близгоризонтально; в очаге землетрясения № 10 оси сжатия и растяжения ориентированы близгоризонтально; в очаге землетрясения № 11 ось сжатия ориентирована близгоризонтально, а ось растяжения—близвертикально.

Из приведенных выше данных видно, что характер напряженного состояния сейсмоактивных областей на территории Армении различен. На рис. 4 результаты изучения характера напряженного состояния сопоставлены с картой неотектонических движений территории Армении.

Выделяются три типа напряженного состояния:

1. В областях, испытывающих погружение, ось напряжения сжатия в очагах землетрясений ориентирована близвертикально, ось растяжения—близгоризонтально.

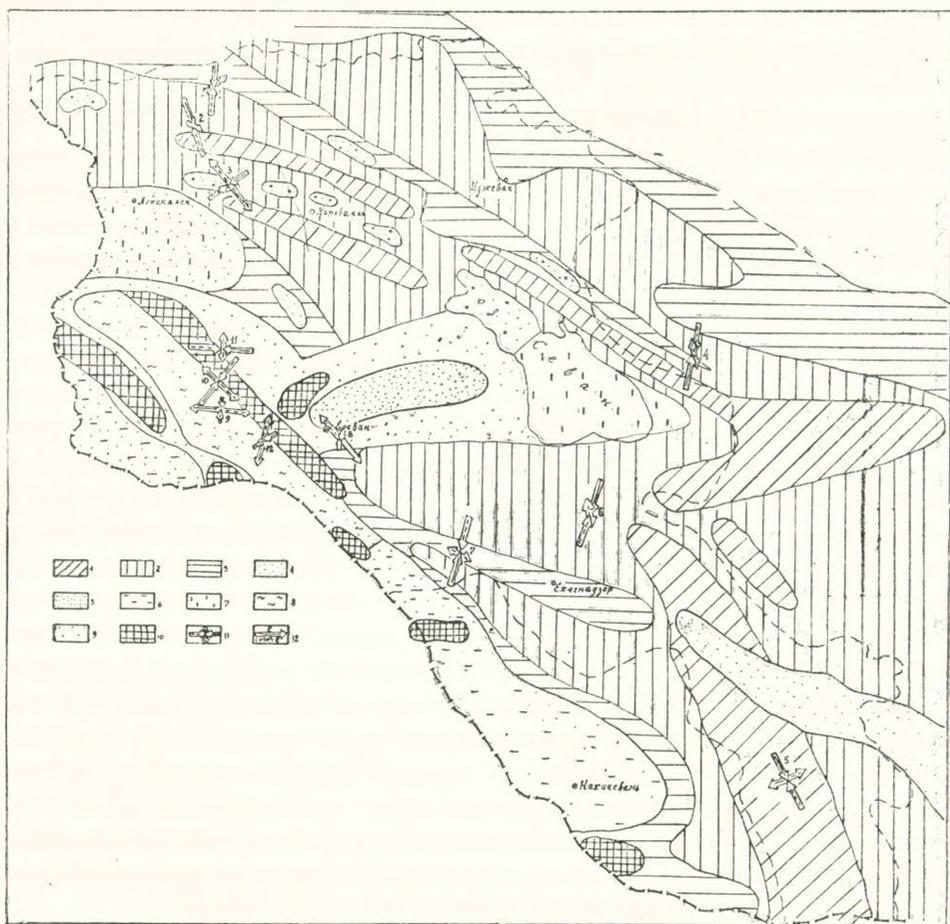


Рис. 4. Сопоставление результатов изучения ориентации осей напряжений в очагах землетрясений с картой неотектонических движений [2]. Условные обозначения с 1—10 те же, что и на рис. 3; 11—ориентация осей напряжений в очагах землетрясений, сплошная линия означает положение оси над горизонтальной плоскостью, номер соответствует данным таблицы в тексте.

2. В областях, испытывающих поднятия, ось сжатия ориентирована близгоризонтально, ось растяжения—близвертикально.

3. В некоторых областях, испытывающих погружение, и ось сжатия, и ось растяжения в очагах землетрясений ориентирована близгоризонтально.

Результаты изучения анизотропии скоростей на исследованной территории показывают, что особенности изменения скоростей также определяются характером неотектонических движений (рис. 3). На рис. 3 окружностями разного радиуса показаны пункты наблюдения, в пределах которых обнаружено различие скоростей распространения волн  $SV$  и  $SH$ . Величина радиуса окружности пропорциональна величине максимального различия (из всех зарегистрированных в данной точке) во временах прихода волн  $SV$  и  $SH$ .

Выделяются три типа зависимости времен прихода волн  $SV$  и  $SH$  от азимута на эпицентр:

1. В областях, испытывающих погружение, скорости волн, поляризованных в вертикальной плоскости больше, чем скорости волн, поляризованных в горизонтальной плоскости.

2. В областях, испытывающих поднятие, скорости волн, поляризованных в горизонтальной плоскости, больше, чем скорости волн, поляризованных в вертикальной плоскости.

3. В некоторых областях, испытывающих погружение, соотношение скоростей волн  $SV$  и  $SH$  зависит от азимута подхода колебаний.

Таким образом, и ориентация осей напряжений в очагах землетрясений, и зависимость скоростей распространения сейсмических волн от направления распространения обнаруживают связь с характером новейших тектонических движений. Это позволяет сделать вывод, что характер соотношения скоростей распространения волн  $SV$  и  $SH$  в разных районах—следствие особенностей напряженного состояния среды. Если при существующем напряженном состоянии данного района ось сжатия ориентирована близгоризонтально, большей скоростью распространения для всех азимутов подхода колебаний обладают волны, поляризованные в горизонтальной плоскости. В том случае, когда ось сжатия ориентирована близвертикально, большей скоростью распространения обладают волны, поляризованные в вертикальной плоскости. И, наконец, если и ось сжатия, и ось растяжения ориентированы близгоризонтально, для одних азимутов подхода колебаний большей скоростью распространения обладают волны  $SV$ , для других— $SH$ .

Характерной особенностью строения земной коры территории Армении является наличие глубинных разломов, разделяющих различным образом построенные тектонические зоны и блоки [2, 5]. Сопоставление схемы разломной тектоники с расположением пунктов наблюдения, вблизи которых отмечена анизотропия скоростей поперечных волн, показывает, что анизотропные зоны приурочены, в основном, к двум разломам: Ереванскому и Севано-Акеринскому, являющимся крупными структурно-тектоническими швами. В большинстве случаев области, характеризующиеся различием скоростей распространения волн  $SV$  и  $SH$ , отмечаются вблизи пересечения Ереванского и Севано-Акеринского разломов с разломами антикавказского направления.

Как показано в работе [3], древние разрывы в земной коре существенно влияют на поле напряжений. При определенной ориентации разломной зоны по отношению к направлениям главных осей напряжений могут создаваться области сильного повышения величины касательных напряжений. В этих областях происходит изменение упругих свойств среды. По всей видимости, выделенные нами анизотропные зоны и являются областями концентрации напряжений.

Величина анизотропии ( $a$ , следовательно, и величина напряжения) в пределах исследуемой территории не остается постоянной. Об этом свидетельствует различие во временах регистрации волн  $SV$  и  $SH$ , изменяющееся в широких пределах—от 0,1 до 1,3 сек. В ряде случаев были вычислены коэффициенты ( $K_a$ ), характеризующие различие ско-

ростей волн  $SV$  и  $SH$  [7]:  $K_a \frac{|V_{SV} - V_{SH}|}{V_{max}} |100\%$ . Значение коэффициента  $K_a$  на изученной площади изменяется от 2—3 до 35—40%.

Учитывая установленный факт связи анизотропии скоростей с напряженным состоянием, по-видимому, можно считать, что области, характеризующиеся высокой анизотропией скоростей, являются наиболее вероятными местами разрядки напряжений. Наблюдения показывают, что за время работ с аппаратурой «Земля» в Армении с 1967 по 1974 годы на исследованной территории произошло шесть землетрясений с энергетическим классом  $K \geq 10$  (данные оперативных сейсмологических бюллетеней Института физики Земли АН СССР) (рис. 3).

Таким образом, проведенные исследования показывают, что напряженное состояние земной коры на территории Армении меняется при переходе от одной сейсмоактивной области к другой. В зависимости от знака тектонических движений, меняется и ориентация осей напряжений в этих областях. Особенности напряженного состояния в разных районах влияют на упругие свойства горных пород. В связи с неравномерными тектоническими движениями создаются области концентрации напряжений. Они характеризуются ясно выраженной анизотропией скоростей сейсмических волн. Согласно данным об изучении глубин очагов землетрясений, концентрация напряжений в условиях территории Армении происходит на сравнительно небольших глубинах, не превышающих 8—10 км [4]. Зоны концентрации напряжений приурочены, главным образом, к двум глубинным разломам.

ВНИИГеофизика

Поступила 4.I.1976.

Գ. Վ. ԵՐՈՐԿԻԱ, Վ. Ա. ԹԱԿԻՏՈՎ, Ի. Վ. ԳԱՐՅՈՎՍԿԱՅԱ, Լ. Մ. ԵԳՈՐՈՎԱ

ԱՐԱԳՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱՆԻՉՈՏՐՈՊԻԹՅՈՒՆԸ ԿԱՊՎԱՄ շԱՅԿԱԿԱՆ  
ՍՍՆ ՏԱՐԱՄՔՈՒՄ ԵՐԿՐԱԿԱՆՎԵՎԻ ԼԱՐՎԱՄ ՎԻՃԱԿԻ ՇԵՏ

Ա մ փ ո վ ո ո լ մ

Հոդվածում քննարկվում է Հայաստանի տարածքում երկրակեղևի լարվածության և սեյսմիկ ալիքների արագությունների անիզոտրոպության կապի հարցը: Բերվում են անիզոտրոպության ուսումնասիրման արդյունքները, որոնք ստացված են էպիկենտրոնից 5—450 կմ հեռավորության վրա արձանագրված լայնակի ալիքների, ինչպես նաև ֆունդամենտի մակերևույթի վրա առաջացած PS տիպի փոխանակային ալիքների գրանցումներից: Դիտարկվում է արագությունների անիզոտրոպության բնույթի և օջախային ղոնաներում լարվածությունների գլխավոր առանցքների ուղղությունների միջև եղած կապը: Վերլուծվում է արագությունների բարձր անիզոտրոպության ղոնաների տարածական տեղաբաշխման կախումը մարզի երկրաբանական կառուցվածքից: Ստացված արդյունքների հիման վրա եզրակացություն է արվում այն մասին, որ Հայաստանի տարածքում արագությունների անիզոտրոպիայի գլխավոր պատճառը

Երկրակեղևի լարված վիճակն է: S-ալիքների արագությունների բարձր անիզոտրոպության մարդերի հաշվանքերումը հնարավորություն կտա կանխատեսել երկրաշարժերի հավանական օջախները:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В., Мишарина Л. А., Широкова Е. И. Поле упругих напряжений и механизм очагов землетрясений. М., «Наука», 1972.
2. Габриелян А. А., Пирузян С. А. Сейсмотектоническая схема Армении и сопредельных частей Антикавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXV, № 4, 1972.
3. Гзовский М. В., Осокина Д. Н., Ломакин А. А., Кудряшова В. В. Напряжения, разрывы, очаги землетрясений. В кн. «Региональные исследования сейсмического режима». «Штница», Кишинев, 1974.
4. Егоркина Г. В., Гаретовская И. В., Соколова И. А., Егорова Л. М., Двоскина Т. Д., Ракитов В. А. Возможности использования сейсмических станций «Земля» при изучении сейсмоопасных зон на примере Армении. В кн. «Геофизические поля и сейсмичность», М., «Наука», 1975.
5. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М., Мичниязова Г. Я., Двоскина Т. Д. Строение земной коры северо-западной части Армении. «Сов. геология», № 6, 1973.
6. Егоркина Г. В. Изучение анизотропии земной коры по записям сейсмических обменных волн. Известия АН СССР, сер. физика Земли, № 9, 1969.
7. Егоркина Г. В. Природа фазовых сдвигов при регистрации обменных проходящих волн типа *PS*. Прикладная геофизика, вып. 70, 1973.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.422

В. О. ПАРОНИКЯН

О КООРДИНАЦИОННОМ МЕТОДЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АНОМАЛЬНЫХ СОДЕРЖАНИЙ МЕДИ ПРИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ ПО МАГМАТИЧЕСКИМ ПОРОДАМ (НА ПРИМЕРЕ АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР)

Медь является главным компонентом медных и полиметаллических руд колчеданной формации Алавердского района. Одновременно она является элементом-индикатором указанных типов руд, т. к. образует широкие околорудные ореолы рассеяния, которые по интенсивности и размерам значительно превосходят таковые цинка и свинца.

В геологическом строении Алавердского рудного района принимают участие вулканогенно-осадочные образования средней, верхней юры и в меньшей степени — эоцена. В районе широко развиты мезозойские субвулканические кварцевые плагнопорфиры и альбитофиры, интрузивные породы плагногранитной и диоритовой формаций, а также жильные породы основного и среднего составов.

Геохимические поиски производились методом разрезов на геологической основе масштаба 1:25000. Профилями были охвачены территории Алавердского, Шамлугского, Ахтальского месторождений и их промежуточные участки. Пробы, весом 300—500 г, отбирались на обнажениях, из буровых скважин и др. подземных выработок. Содержание меди в пробах определялось количественными и приближенно-количественными спектральными анализами.

Определение фоновых и аномальных концентраций меди в неоднородных участках требует точного учета состава магматических пород, т. к. его содержание значительно падает от основных к кислым. В подобных случаях формальный статистический анализ привел бы к выявлению ложных аномалий, поскольку фоновые содержания меди на участках распространения основных пород более чем в трехкратном размере превосходят таковые кислых и умереннокислых пород. Для устранения влияния этого фактора необходимо провести корреляции между содержаниями меди и составом пород в каждом конкретном случае, что требует дополнительных и более дорогостоящих петрохимических исследований. Анализ большого фактического материала показал, что фактор влияния состава пород можно учесть косвенным равносильным методом, а именно определением не участвующих в гидротермальных рудообразовательных процессах элементов группы железа—*Ni*, *Co*, *Cr*, а также *Sc*. Концентрации указанных элементов довольно чувствительны к изменениям состава пород, падают от основных к кислым,

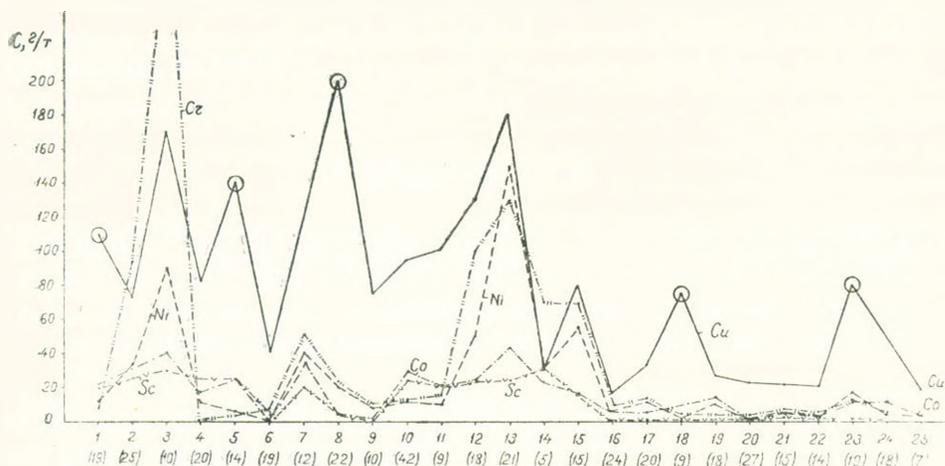


Рис. 1. Кордипационный график содержаний элементов—примесей в породах Алавердского рудного района: 1) андезитовые и андезито-базальтовые порфириды (лейас-байос) дебедской свиты (Шамлугское месторождение); 2) те же из промежуточных участков Алавердского и Шамлугского месторождений; 3) туфы андезито-базальтовых порфиритов дебедской свиты (промежуточные участки Алавердского и Шамлугского месторождений); 4) вулканогенно-обломочные породы андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов (байос) кошабердской свиты (Шамлугское месторождение); 5) те же из Алавердского месторождения; 6) кератофиры, бескварцевые кератофиры (байос) и их туфы (Шамлугское месторождение); 7) те же из Алавердского месторождения; 8) вулканические брекчии («агломераты») андезитовых порфиритов (Алавердское месторождение); 9) красно-бурые порфириды (Ахтальское месторождение); 10) верхний вулканогенный горизонт шахтахтской свиты—андезитовые порфириды (байос-бат) и их туфы (Алавердское месторождение); 11) пироксеновые порфириды бата (Алавердское месторождение); 12) мандельштейновые порфириды (келловей) и их туфы (южный склон г. Лалвар); 13) авгитовые порфириды (оксфорд) и их туфы (южный склон г. Лалвар); 14) фиолетовые туфы оксфорда (южный склон г. Лалвар); 15) андезитовые порфириды эоцена и их туфы (вершина г. Лалвар); 16) субвулканические липарито-дациты эоцена (вершина г. Лалвар); 17) мезозойские кварцевые плагиопорфиры—субвулканические (правобережье р. Дебед); 18) те же из Воскесарского участка; 19) субвулканические (мезозойские) альбитофиры (Шамлугское месторождение); 18) те же из Воскесарского участка; 19) субвулканические (мезозойские) альбитофиры (Шамлугское месторождение); 20) те же из участка Жанк; 21) плагиограниты Ахпатского массива (мезозойские); 22) кварцевые диориты Шнох-Кохбского массива (мезозойские); 23) те же из Чочканского массива; 24) розовые граниты Чочканского массива; 25) жильные плагиограниты Шнох-Кохбского массива.

*Примечание:* кружками обозначены случаи дискоординации (аномальные содержания меди). Цифры в скобках указывают количество анализированных проб.

проявляя при этом четко выраженные синхронные координированные изменения как с типами пород, так и друг с другом и содержаниями меди. Содержания этих компонентов определялись приближенно-количественным спектральным методом.

На основании полученных результатов составлены графики изменения содержаний вышеуказанного комплекса элементов по профилям, в которых ордината указывает содержания, а абсцисса—точки опро-

бования. Кроме того, составлены сводные графики, в которых условными померами на оси абсцисс были обозначены стратиграфические толщи, горизонты или же типы пород, которые в пределах данного ограниченного участка по содержаниям элементов группы железа проявляют большую однородность. На этих вариационных диаграммах состав пород фиксируется максимумами и минимумами содержаний элементов группы железа. Содержание меди, если оно не связано с рудообразовательными процессами, синхронно повторяет характерные особенности этих кривых, находясь с ними в определенных соотношениях (рис. 1). Координированные изменения содержаний меди и элементов вышеуказанной группы, однако, сильно нарушаются на участках рудных месторождений, путем появления интенсивных максимумов, в которых отношения концентраций меди к элементам группы железа от нормальных случаев возрастают более, чем в два раза. Подобные интенсивные нарушения координаций обнаруживались в магматических породах месторождений Алаверди, Шамлуг и Ахтала. Интенсивная дискоординация была установлена на участке Воскесар, темного меньше—в гранитоидах Чочканского массива, которые рассматриваются как перспективные участки на обнаружение медного оруденения. Принятый нами метод координации может применяться и при геохимических поисках по другим элементам—индикаторам, содержания которых в значительной степени зависят от типа пород.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 23.III 1976.

УДК 553.24.065

С. О. АЧИКГЕЗЯН

О ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ ИНЪЕКЦИОННЫХ  
ВУЛКАНИЧЕСКИХ БРЕКЧИЙ ШАУМЯНСКОГО  
ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Инъекционные вулканические брекчии играют значительную роль в геологическом строении Шаумянского месторождения [1]. Они морфологически представлены секущими барабатумские андезито-дацитовые кварцевые порфириды дайко-, трубо- и штокообразными телами, мощностью до первых сотен метров и простираются более километра. В составе обломков преобладают породы вмещающих андезито-дацитовых кварцевых порфиритов, реже встречены андезитовые и диабазовые порфириды, а также плагиограниты [1]. Обломки скреплены туфоподобным цементом более кислого дацит-липаритового состава. По нашим данным, инъекционные вулканические брекчии местами содержат повышенные по сравнению с вмещающими породами (вне участков развития рудных жил) количества меди, цинка, свинца, особенно серебра, золота и могут представить собой практический интерес в отношении развития в них прожилково-вкрапленного типа оруденения, качественно не отличающегося от жильного.

Вкратце остановимся на описании метасоматических преобразований инъекционных вулканических брекчий. Процессы гидротермального изменения, следующие за выдирением этих пород, здесь проявлены интенсивнее, нежели во вмещающих андезито-дацитовых кварцевых порфиритах, а в самих брекчиях туфовый цемент подвергся метасоматозу сильнее, чем крупные обломки. Это объясняется как физико-механическими свойствами брекчий, оказавшихся более проницаемыми для метаморфизирующих рудоносных растворов, так и их сравнительно высоким кремнекислым характером по отношению к барабатумским породам. Последний факт отвечает и на вопрос, почему в инъекционных брекчиях тип метаморфизма на одну или две ступени выше, чем в андезито-дацитовых кварцевых порфиритах (при всех прочих равных условиях). Например, если изменения во вмещающих барабатумских породах представлены альбит-хлорит-карбонатными или альбит-хлорит-серицитовыми ассоциациями, то в находящихся рядом инъекционных вулканических брекчиях уже встречаются почти безальбитовые кварц-серицитовые и кварц-серицит-каолинитовые (с карбонатом или без него) парагенезисы. Отметим также, что хлоритизация среди инъекционных брекчий Шаумянского месторождения имеет ограниченное развитие.

Туфовый цемент и мелкие обломки вмещающих пород полностью переработаны в агрегаты серицита, каолинита, кварца и карбоната.

Осколки кристаллов кварца не претерпевают никаких изменений, а обломки фенокристаллов плагноклаза целиком замещаются серицитом, каолинитом, реже, карбонатом; альбит очень редок. Карбонат, кроме псевдоморфоз по плагноклазу и скоплений в цементе брекчий, образует также мало мощные невыдержанные прожилки, чаще развивающиеся вдоль контактов обломков с цементом, чем по прямолинейным трещинкам в породе.

В минерализованных и гидротермально измененных инъекционных брекчиях четкой и однозначной приуроченности скоплений рудных минералов к определенным метасоматическим минералам не наблюдается; рудные минералы тяготеют как к мономинеральным агрегатам кварца, серицита, каолинита и карбоната, так и к их различным сочетаниям. Однако рудные минералы чаще приурочены к скоплениям кварца, серицита и карбоната, чем каолинита.

На примере одного крупного грибовидного тела инъекционных вулканических брекчий, приуроченного к Восточно-Шаумянскому разлому и прослеженного на всех горизонтах месторождения и на поверхности (усредненная абсолютная высота равна 950 м), нами сделана попытка проследить вариации средних содержаний меди, свинца, цинка и серебра в отдельных срезах инъекционных брекчий на фоне протекания процессов гидротермального метасоматоза в вертикальном направлении (табл. 1, рис. 1).

Таблица 1

Горизонт (количество проб)	Средние содержания металлов и минералов в ‰							
	медь	свинец	цинк	серебро усл. ед.	кварц	серицит	каолинит	карбонат
950 м (10)	0,003	0,001	0,003	5,08	50,5	16	33,5	—
860 м (4)	0,001	0,003	0,07	6,22	40	26	22,5	11,5
820 м (9)	0,039	0,017	0,26	8,37	40,5	32,5	17,5	9,5
780 м (14)	0,054	0,012	0,54	8,12	43,5	25	16,5	15
700 м (4)	0,018	0,001	0,32	5,97	64	32,5	2	1,5

В таблице приведены средние содержания рудных компонентов и метасоматических минералов для каждого среза инъекционных вулканических брекчий по данным 10 приближенно-количественных спектральных анализов и прозрачных шлифов для поверхности (в среднем—950 м), 4 анализов и шлифов для штольни № 5 (гор. 860 м), 9 анализов и шлифов для штольни № 3 (гор. 780 м) и 4 анализов и шлифов для западного полевого штрека (гор. 700 м).

Диаграмма вариаций средних содержаний металлов и минералов (рис. 1) указывает на то, что медь и цинк обладают наибольшими содержаниями в пределах 700—820 м, а свинец и серебро преимущественно сконцентрированы в интервале 780—820 м. Следовательно, для блока месторождения, ограниченного Центральным и Тежадинским

разломами, наиболее перспективным является интервал абсолютных высот 750—850 м (с некоторой экстраполяцией). В этом интервале инъекционные вулканические брекчии, вероятно, будут обладать наиболее высокими содержаниями рудных компонентов. Интересно отметить, что именно в пределах этого блока и в интервале этих же абсолютных высот размещено и большинство рудных жил Шаумянского месторождения. Этот факт говорит за то, что жильный и прожилково-вкрапленный типы оруденения генетически тесно взаимосвязаны и их формирование происходило приблизительно в одинаковых условиях температуры и давления. Образование же жильного или прожилково-вкрапленного морфологических типов оруденения обусловлено различием в физико-механических свойствах<sup>1</sup> рудовмещающих андезито-дацитовых кварцевых порфиров и инъекционных вулканических брекчий.

Интересен анализ результатов изучения эволюции процессов метасоматического минералообразования в вертикальном направлении (рис. 1). В пределах горизонта 700 м преимущественно развиты про-

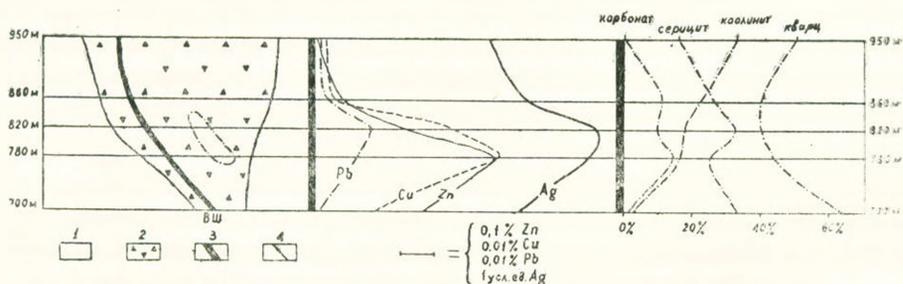


Рис. 1. Разрез-диаграмма содержаний рудных компонентов и метасоматических минералов в вертикальном сечении тела инъекционных вулканических брекчий. 1—андезито-дацитовые кварцевые порфиры (барабатумские), 2—инъекционные вулканические брекчии, 3—Восточно-Шаумянское нарушение, 4—границы пород.

цессы окварцевания и серицитизации; каолинизация и карбонатизация пользуются ничтожным развитием. По мере восхождения гидротермальных метаморфизирующих растворов на уровне 780—860 м резко усиливается процесс каолинизации и карбонатизации, с некоторым ослаблением серицитизации и, в особенности, окварцевания. Ближе к поверхности окварцевание и каолинизация пород заметно возрастают, серицитизация ослабевает, а карбонатизация вовсе не проявлена.

Сопоставление результатов анализа вариаций рудных компонентов и минералов гидротермальных преобразований по отдельным уровням месторождения указывает на то, что процесс максимального рудоотложения (в пределах 750—850 м) в изучаемом теле инъекционных брек-

<sup>1</sup> С. А. Зограбяном в свое время было отмечено, что образование открытых трещинных полостей скорее можно ожидать в плотных барабатумских породах, чем в рыхлых инъекционных брекчиях; тем самым, по его мнению, и объясняется отсутствие рудных жил в брекчиях.

чий сопровождается окварцеванием (около 40%), серицитизацией (около 30%), каолиннизацией (около 20%) и карбонатизацией (около 10%), что можно считать оптимальными значениями рудосопровождающих изменений в смысле ожидаемого прожилково-вкрапленного оруденения.

Примечателен тот факт, что по сравнению с другими типами изменения, карбонатизация наиболее резко меняет свои значения на протяжении гидротермального процесса. Карбонат почти не проявлен на самом нижнем горизонте (700 м) и вовсе отсутствует на поверхности (950 м). Интервал его развития по вертикали (780—860 м) совпадает с зоной максимального рудоотложения. Это обстоятельство указывает на важное значение карбонатизации, как собственно околорудного, синхронного с рудоотложением процесса в инъекционных вулканических брекчиях. Максимальное осаждение рудного вещества из гидротерм, вероятно, было связано с нарушением равновесия в растворах в результате резкого изменения физико-химических условий минералообразования, обусловивших выкипание растворов с высвобождением из них углекислоты.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 4.11.1976.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Зограбян С. А. Эксплозивные брекчии кварцевых андезитов-дацитов Кафанского месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIV, № 6, 1971.

УДК 550.84:553.611.6(479.25)

Г. С. АВАКЯН

РОЛЬ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МАТЕРИНСКИХ ПОРОДАХ  
САРГЮХСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ПРОЦЕССЕ  
ИХ БЕНТОНИТИЗАЦИИ

С целью выявления особенностей распределения малых химических элементов в глинах, их материнских и промежуточных между ними породах, полному спектральному анализу были подвергнуты 70 образцов пород и глин, среди которых 7 образцов из свежих смоляно-черных порфиритов (основные материнские породы бентонитовых глин), 11—из слабо измененных и 6—из сильно измененных смоляно-черных порфиритов, 27—из бутылочно-зеленых бентонитовых глин, 8—из желто-зеленых бентонитовых глин, по два-три образца из свежих и разностепенно измененных серых порфиритов и вмещающих туфопесчаников. Во всех случаях анализировались породы, а не глинистая фракция. Следовательно, приводимые величины отражают среднее содержание химических элементов в отдельных типах пород.

Анализы проведены в Центральной лаборатории Управления геологии СМ Арм. ССР полуколичественным методом. Допустимое отклонение этого метода составляет 0,5—1 порядка, однако отклонение лаборатории составляет около 40%, что вполне допустимо.

В прилагаемой таблице приводятся содержания малых элементов семейства железа (*Ti, Mn, Cr, Ni, Co, V*), молибдена, меди, свинца и цинка, т. е. тех элементов, привнос которых представляется наиболее вероятным в процессе гидротермального метасоматоза.

Из данных таблицы 1 видно, что содержание *Ti* в смоляно-черных порфиритах и в их измененных разностях колеблется от 0,211 до 0,255%. Наибольшее количество *Ti* (0,255%) содержат слабо измененные смоляно-черные порфириты, а наименьшее (0,211%) — бентонитовые глины желто-зеленого цвета. Титан среди остальных элементов является единственным, содержание которого не проявляет тенденции к закономерному изменению при переходе от свежих пород к измененным их разностям. Так, например, в свежих смоляно-черных порфиритах его содержание равно 0,214%, в слабо измененных — 0,255%, а в сильно измененных — 0,217% и т. д. Это явление объясняется слабой миграционной способностью титана. Аналогичное явление наблюдается также и в серых порфиритах, и в их измененных разностях.

Содержание *Mn, Cr, Ni, Co, V, Mo, Cu* и *Zn*, как правило, при переходе от свежих пород к их измененным разностям закономерно уменьшается. Так, например, наибольшее содержание марганца наблюдается в свежих смоляно-черных порфиритах (0,066%), что намного ниже кларка для аналогичных (андезито-базальтовых) пород [1]. В

Таблица 1

## Среднее содержание малых элементов

Породы	Э л е м е н т ы									
	Ti	Mn	Cr	Ni	Co	V	Mo	Cu	Pb	Zn
Смоляно-черные порфириты, свежие	0,214	0,066	0,018	0,002	0,0023	0,0186	0,0006	0,0586	0,0014	0,003
Смоляно-черные порфириты, слабо измененные	0,255	0,048	0,018	0,002	0,0018	0,0163	0,0003	0,0480	0,0013	0,0018
Смоляно-черные порфириты, сильно измененные	0,217	0,032	0,004	0,0013	0,0007	0,0125	нет	0,0397	0,0015	0,0017
Бентонитовые глины, желто-зеленые	0,211	0,036	0,0001	0,0009	0,0006	0,0052	0,0002	0,0280	0,0015	0,0014
Бентонитовые глины, бутылочно-зеленые	0,215	0,038	0,0001	0,0005	0,0001	0,0068	0,0002	0,0026	0,0017	0,0022
Серые порфириты, свежие	0,200	0,065	0,001	0,001	0,001	0,020	0,001	0,100	0,0020	0,010
Серые порфириты, слабо измененные	0,300	0,030	0,001	0,001	0,001	0,020	0,001	0,020	0,0010	нет
Серые порфириты, сильно измененные	0,230	0,023	нет	0,001	нет	0,0098	нет	0,0023	0,0013	нет
Бентонитовые глины из серых порфиритов	0,100	0,020	нет	нет	нет	0,002	нет	0,0020	нет	нет
Туфопесчаники измененные	0,200	0,034	0,0065	0,001	0,0005	0,011	нет	0,021	0,0012	нет

слабо измененных породах его количество снижается до 0,048%, в сильно измененных—до 0,032%, а в бентонитовых глинах составляет 0,036 и 0,038%. Аналогично среднее содержание марганца снижается от свежих серых порфиритов (0,065%) до бентонитовых глин, образовавшихся за их счет (0,020%).

Среднее содержание хрома в свежих и слабо измененных смоляно-черных порфиритах составляет 0,018% (намного выше кларкового содержания для аналогичных изверженных пород), при переходе к сильно измененным породам и к бентонитовым глинам оно снижается соответственно до 0,004 и 0,0001%.

Среднее содержание никеля, равное 0,002% для свежих смоляно-черных порфиритов (ниже кларка), при переходе к сильно измененным разностям снижается до 0,0013%, а в бентонитовых глинах резко падает еще ниже—до 0,0009 и 0,0005%.

Содержание кобальта в свежих смоляно-черных порфиритах в среднем составляет 0,0023%. С повышением интенсивности изменения пород отмечается закономерное уменьшение в них содержания кобальта. В слабо измененных смоляно-черных порфиритах оно составляет 0,0018%, в сильно измененных падает до 0,0007%, в бентонитовых глинах составляет совсем ничтожную величину—0,0006 и 0,0001%.

Закономерное уменьшение содержания в сторону интенсивно измененных смоляно-черных порфиритов наблюдается и для ванадия. Так, если содержание ванадия в свежих смоляно-черных порфиритах составляет 0,0186%, то в слабо измененных снижается до 0,0163%, в сильно измененных падает до 0,0125%, а в бентонитовых глинах—0,0052 и 0,0068%.

Наибольшее содержание молибдена, меди и цинка опять-таки отмечается в свежих породах, а наименьшее—в сильно измененных породах и бентонитовых глинах.

Исключением среди всех исследованных элементов является свинец, который при прямом сопоставлении весовых процентов, как будто проявляет тенденцию возрастания в сторону глин и достигает максимума в бутылочно-зеленых глинах. Однако, при пересчете по процентно-объемному методу (с учетом объемного веса пород) оказывается, что он тоже вынесен из первичных материнских пород в процессе их бентонитизации.

Изложенные факты позволяют сделать вывод о том, что воздействие циркулирующих гидротермальных растворов на материнские (бентонитовые глин) вулканогенные и вмещающие их породы (туфо-песчаники) было весьма сложным. Эти растворы в процессе метасоматического изменения вносили одни компоненты (трехвалентное железо, вода, иногда магний) и выносили другие, в том числе и породообразующие ( $SiO_2$ ;  $Al_2O_3$ ;  $FeO$ ;  $CaO$ ;  $MnO$  и др.) и малые элементы ( $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $V$ ,  $Mo$ ,  $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Pb$ ).

Наибольшую интенсивность миграции проявляет хром, наименьшую—титан. Очередность малых химических элементов по проявлени-

ной или интенсивности к выносу (миграции), установленная в породах Саригюхского месторождения бентонитовых глин, следующая: хром, никель, медь, кобальт, ванадий, молибден, цинк, свинец, титан.

Аналогичная картина выноса-привноса вышеотмеченных малых элементов наблюдается также и в серых порфиритах (табл. 1).

Управление геологии СМ Армянской ССР

Поступила 6.V.1975.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. *Геохимия*, № 7, 1962.

УДК 550.361.836.

Р. Т. МИРИДЖАНИЯ

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК ЧЕРЕЗ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ  
КОМПЛЕКС ПОРОД В РАЙОНЕ ЮЖНОГО  
ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА СЕВАН

В последние годы определению величины плотности теплового потока уделяется большое внимание. Она характеризует тектоническую активность недр и содержит информацию о процессах, протекающих на глубине [2].

Настоящее сообщение относится к изучению теплового потока через толщу базит-гипербазитового комплекса пород, вскрытых буровой скважиной, расположенной у села Карчахпюр в районе южного побережья оз. Севан. Это одно из редких определений потока, произведенное по коренным породам в пределах Центральной складчатой области Армении. Одновременно по условиям и точности замеров температуры, представительности теплопроводности отобранных образцов и по глубине интервала расчета параметра, полученная величина теплового потока является весьма надежной и представляет определенный научный интерес.

Скважина № 1, в которой произведены геотермические наблюдения, пробурена в 1975 г. Управлением геологии СМ Арм. ССР согласно программе геолого-геофизического изучения профиля по линии с. Хидзорут—пос. Азизбеков—г. Варденис—с. Карчахпюр—с. Кясаман. Она вскрыла миоцен-четвертичные озерно-континентальные образования, а с 405 м вошла в базит-гипербазиты (габбро, диабазы, пироксениты) и была приостановлена в них на глубине 870 м.

Перед замером температуры скважина простояла в состоянии покоя 9 месяцев, что позволяет считать естественный температурный режим в скважине полностью восстановленным.

Измерение температуры проводилось терморезисторным датчиком ММТ-1 с точностью измерения  $\pm 0,1^\circ\text{C}$ , с использованием мостика постоянного тока МО-62.

На максимальной глубине наблюдения 747 м температура составляла  $49,2^\circ\text{C}$  (рис. 1). С учетом поверхностной («нейтрального слоя») температуры около  $7^\circ\text{C}$ , осредненный геотермический градиент для всего профиля измерения имеет значение  $5,6^\circ\text{C}$  на 100 м. Одновременно наблюдается большое изменение скорости нарастания температуры с глубиной. По значению интервального градиента разрез скважины можно разделить на три участка:

1. 50—150 м,  $\Gamma = 9,8^\circ\text{C}$  на 100 м;
2. 150—405 м,  $\Gamma = 4,56^\circ\text{C}$  на 100 м;
3. 405—747 м,  $\Gamma = 2,59^\circ\text{C}$  на 100 м.

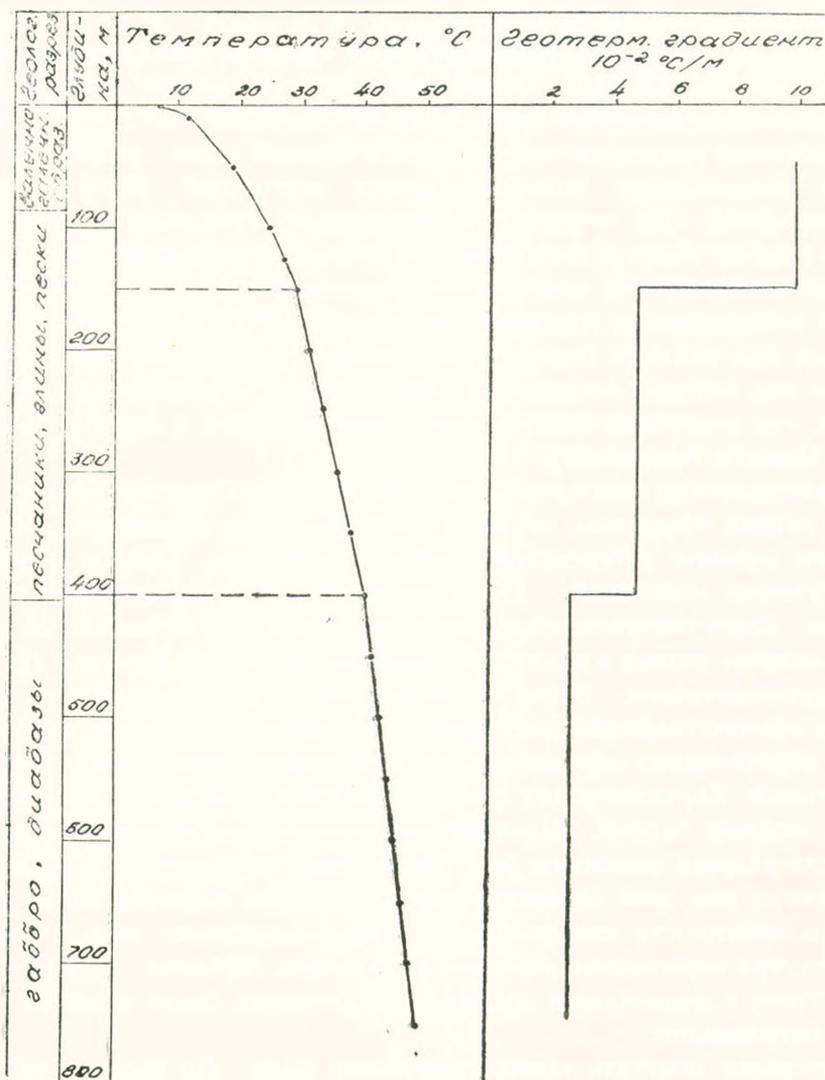


Рис. 1. Кривая зависимости температуры от глубины по скв. № 1 у села Карнахпюр.

Кривая температуры имеет явно выпуклую (в отношении оси глубин) форму, т. е. с увеличением глубины уменьшается скорость нарастания температуры.

Из нижнего интервала, приуроченного к породам базит-гипербазитового комплекса, были отобраны 14 образцов для определения теплофизических констант. Теплофизические свойства изучены в Лаборатории физических свойств горных пород и руд УГ СМ Арм. ССР методом регулярного теплового режима, приспособленного для образцов малого диаметра [1]. Среднее значение теплопроводности образцов имеет величину  $6,71 \cdot 10^{-3}$  кал/см.сек.град. Среднеквадратичное отклонение результата серии измерений — мера точности — составляет  $\pm 0,15 \cdot 10^{-3}$  кал/см.сек.град, а с вычетом имеющихся двух ураганных значений

$\pm 0,11$ . Разброс полученных величин—коэффициент вариации, имеет значение соответственно 8,3 и 5,7%.

Исходя из величины геотермического градиента в интервале базит-гипербазитов ( $2,6 \pm 0,1$ ) и теплопроводности пород ( $6,71 \pm 0,11$ ), плотность теплового потока будет  $1,74 \pm 0,9$  мккал/см<sup>2</sup>сек.

Увеличение градиента температуры в средней части разреза обусловлено уменьшением теплопроводности отложений ( $3,8—4,0 \cdot 10^{-4}$  кал/см·сек·град). Но аномальное повышение градиента в верхнем участке разреза уже трудно объяснить местными условиями, без допущения дополнительного, конвективного привноса тепла. Наблюдаемая картина распределения градиента температуры могла бы иметь место, например, при наличии бокового растекания термальных или субтермальных вод, которые вскрыты на этих глубинах как скважиной исследования, так и другими скважинами, пробуренными в данном районе (у с. с. Цовак и Арванист).

Карчахпюрская скважина находится на стыке Северного геотермического района «фоновых» значений геотермических параметров с Центральным районом интенсивной плотности тепловых потоков и имеет промежуточное положение. Как и следовало ожидать, значение потока через базит-гипербазитовый комплекс пород по скважине № 1, с учетом величины потока в пунктах с. Норакерт (1,25) и с. Цовнар (2,01), также промежуточное. В том же направлении Дж. А. Оганесян, анализируя геолого-геофизические данные, выделяет по крайней мере три блока, ограниченных вертикальными глубинными разломами, причем центральный, Карчахпюрский блок значительно приподнят по отношению к смежным блокам. Наличие наложенной термоаномалии в верхней части разреза скважины № 1 Карчахпюр, обусловленной растеканием теплых вод, дает основание характеризовать вышеуказанные разломы (в особенности западный) как «термовыводящие» зоны. Следовательно, при пересечении этих зон на больших глубинах можно ожидать встречу с подземными водами, обладающими более высоким тепловым потенциалом.

Интересно отметить также следующий факт. По данным гамма-каротажа, базит-гипербазитовые породы, встреченные Карчахпюрской скважиной, имеют абсолютно минимальные значения интенсивности естественного гамма-излучения, пока измеренных в пределах Армянской ССР—2—3 мкр/час. Не располагая более подробными данными о содержании и распределении отдельных радиоактивных элементов, мы не производим конкретных расчетов скорости убывания величины теплового потока с глубиной. Тем не менее едва ли можно согласовать предположение о большом распространении базит-гипербазитов на глубине со сравнительно высоким значением наблюдаемого потока ввиду незначительной генерации радиогенного тепла в самой толще.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Бегункова А. Ф., Киссин И. Г.* Определение тепловых свойств горных пород на образцах малых размеров. В кн. «Термальные и минеральные воды Северного Кавказа». «Наука», М., 1965.
2. *Любимова Е. А.* Проблемы термики Земли. В кн. «Пути познания Земли», «Наука», М., 1971.

УДК 550.38

Д. О. МИНАСЯН

### ФЕРРОМАГНИТНЫЕ ФАЗЫ И КОМПОНЕНТЫ ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ НЕКОТОРЫХ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД АРМЕНИИ

В настоящей статье сделана попытка изучением коэрцитивных спектров определить ферромагнитные фазы и компоненты  $J_n$  некоторых эффузивных пород Армении. Изучены долеритовые базальты, андезит-дациты и туфы из районов гор. Степанавана (ущелье реки Дзорагет), с. Амасия (ущелье реки Ахурян) и из массива горы Арагац.

Известно, что любые изменения в ферромагнетике, связанные с его составом или магнитным состоянием, приводят к перераспределению энергетических барьеров, что выражается изменением коэрцитивных сил ферромагнитных зерен, следовательно, и формы коэрцитивных спектров.

Если рассмотреть некоторую фазу ферромагнетика, в которой распределение энергетических барьеров, преодолеваемых под действием внешнего магнитного поля  $H$ , образует некоторую функцию  $j(H_c)$ , то при воздействии этого поля будут преодолены все барьеры, для которых  $\frac{H_c}{\cos \varphi} \leq H$ , где  $\varphi$ —угол между внешним полем  $H$  и направлением оси легкого намагничивания. Тогда величина намагниченности будет равна [1]:

$$J_r = J_s \int_0^{\pi/2} \cos \varphi \cdot \sin \varphi \int_0^H f(H_c) \cdot dH_c \cdot d\varphi,$$

или, решая это уравнение относительно  $j(H_c)$ , получим:

$$\frac{J_s}{2} f(H_c) = \frac{1}{dH} \left( J_r + \frac{H}{2} \cdot \frac{dJ_r}{dH} \right).$$

Значит, имея экспериментально полученную связь намагниченности от размагничивающего или намагничивающего поля  $h$ ,  $H$ , можно определить коэрцитивные спектры той фазы ферромагнетика и компонента  $J_{ri}$  за счет которой происходит изменение намагниченности.

С этой целью построены полные коэрцитивные спектры по начальным частям кривых намагниченности насыщения, а также по кривым размагничивания переменным магнитным полем  $J_n$  и созданной в лаборатории  $J_{ri}$ .

При расчетах коэрцитивных спектров была применена методика

осреднения экспериментальных величин, так называемый «пересчет со скользящим средним», которая дает возможность исключить случайные ошибки, связанные со второй производной  $J_n(H, h)$ .

Для создания нормальной и идеальной намагниченностей, образец приводился в нулевое состояние размагничиванием переменным магнитным полем с убывающей амплитудой от 800 до 0 э.

Намагниченность насыщения была получена в постоянных полях, достигающих до 15000 э. Образцы намагничивались последовательно через 50—100 э до полей 700—800 э, а потом через 500 э до полей насыщения.

Идеальная намагниченность создавалась в системе двух коаксиальных катушек переменного и постоянного магнитного поля. При этом переменное магнитное поле имело максимальную амплитуду до 800 э, а величина постоянного намагничивающего поля доходила до 1—1,5 э.

Полные коэрцитивные спектры строились по начальным частям кривой насыщения  $J_{rs}(H)$  (интервал полей 700—800 э) (рис. 1).

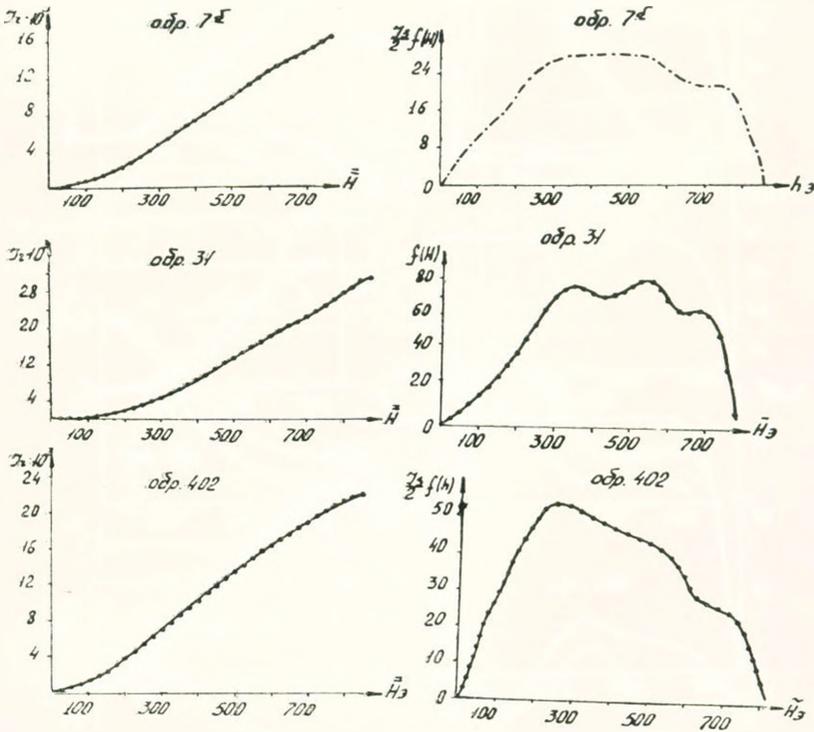


Рис. 1. Начальные части кривых нормального намагничивания и полные коэрцитивные спектры для долеритовых базальтов (а), андезитов-дацитов (б) и туфов (в).

Поскольку каждый домен обладает некоторой индивидуальной коэрцитивной силой  $H_c$ , определяющей величину поля, необходимую для его перемагничивания, то полученные коэрцитивные спектры представляют распределение по величине  $H_c$  доменов, участвующих в создании  $J_n$ .

Как видно, коэрцитивные спектры намагничивания изученных образцов обладают одним единственным максимумом довольно большой ширины и высоты функции  $f(H)$ . Три максимума на спектре обр. 31, по всей вероятности, обусловлены различными диаметрами ферромагнитных зерен.

Исходя из вышесказанного можно сказать, что ферромагнитная фракция изученных пород однофазна.

Состав ферромагнитных зерен оценивался по величине намагниченности насыщения  $J_{rs}$ , по характеру кривых  $J_r(H)$  и по величине размагничивающего поля насыщения  $H'_{cs}$ , т. к. намагниченность насыщения является функцией состава и концентрации магнитных минералов. Насыщение намагниченности достигается в интервале полей от 3000 до 3200 э (рис. 2).

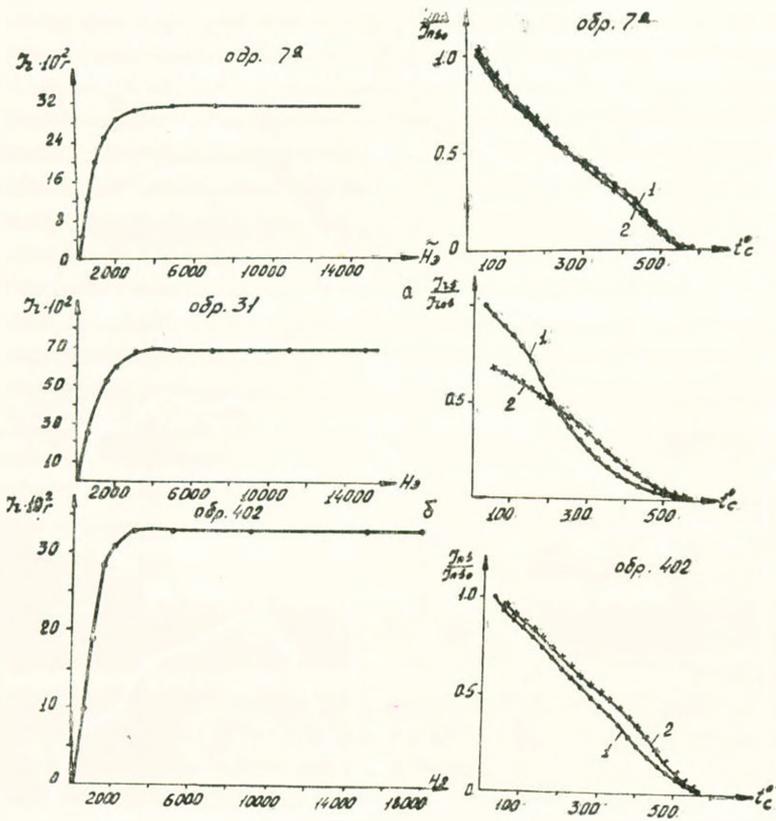


Рис. 2. Кривые  $J_{rs}(H)$  и  $J_{rs}(t)$  для долеритовых базальтов (а), андезито-дацитов (б) и туфов (в).

Плавный ход кривых нормального намагничивания может служить доказательством однофазности ферромагнетиков изученных пород.

Величины размагничивающих полей насыщения  $H'_{cs}$  расположены в пределах от 500 до 700 э. Эти величины говорят об отсутствии гематита в породах и о наличии ферромагнетиков титано-магнетитовой серии, в основном магнетита.

Судя по кривым  $J_{rs}(t)$ , ферромагнетики изученных пород представлены низкотитанистой кубической магнитной фазой с высокой точкой Кюри или магнетитом (рис. 2). Точки Кюри долеритовых базальтов, андезитов-дацитов и туфов по термокривым колеблются в пределах от 550 до 575°C.

Петрографические исследования подтвердили результаты термомагнитного анализа. Рассмотрение шлифов показало, что ферромагнитная фракция представлена в основном магнетитом, зерна которого изометричны, размером от 10 до 30—40 микрон.

Изучение кривых размагничивания переменным магнитным полем и температурой, а также коэрцитивных спектров размагничивания  $J_n$

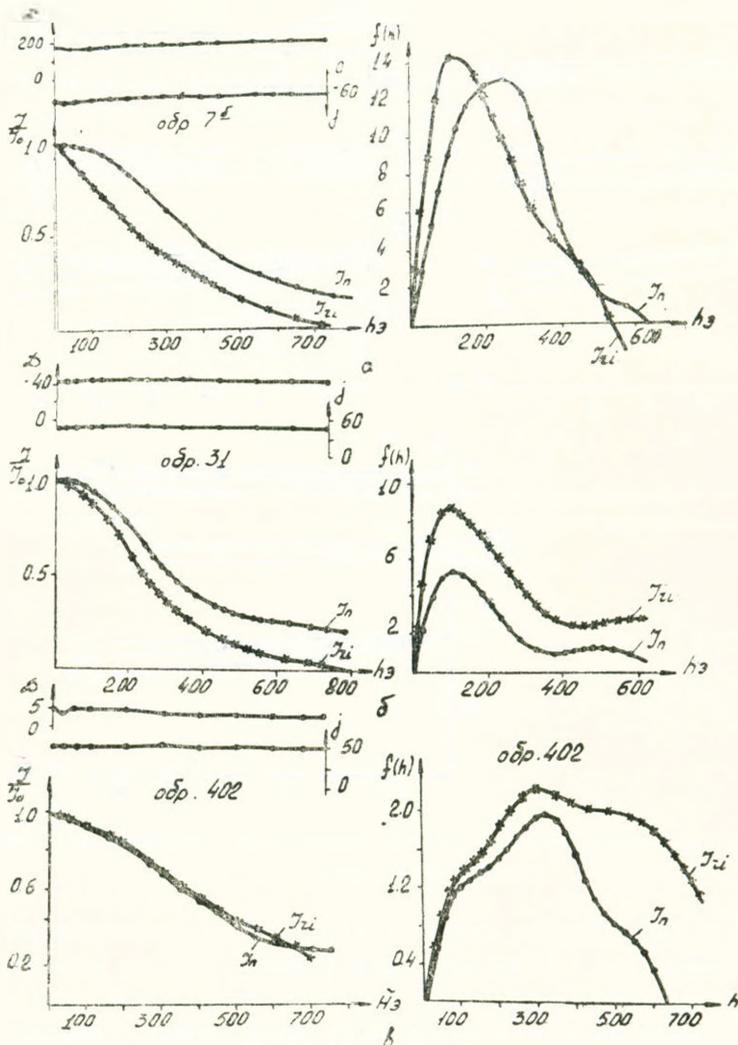


Рис. 3. Кривые  $J_n(H)$ ,  $J_{ri}(H)$  и коэрцитивные спектры размагничивания для долеритовых базальтов (а), андезитов-дацитов (б) и туфов (в): 1) кривая размагничивания  $J_n$ ; 2) кривая размагничивания  $J_{ri}$ ; 3) коэрцитивный спектр по  $J_n(H)$ ; 4) коэрцитивный спектр по  $J_{ri}(H)$ .

и  $J_{ri}$  (рис. 3), показало, что  $J_n$  долеритовых базальтов, андезитодацитов и туфов однокомпонентно.

Если намагниченность породы представлена одним компонентом, то при размагничивании переменным магнитным полем или температурой величина  $J_n$  постепенно уменьшается с ростом  $h$  или  $t$ , а направление  $J$  остается почти постоянным. Если намагниченность многокомпонентна, то при размагничивании кривые  $J_n(h)$  и  $J_n(t)$  имеют ступенчатый характер. И только при определенной  $h_i$  или  $t_i$ , когда уже сняты менее стабильные вторичные компоненты, характер кривых становится плавным, наступает постоянство направления вектора  $J_n$  и изменяется, уменьшаясь, только величина  $J_n$ .

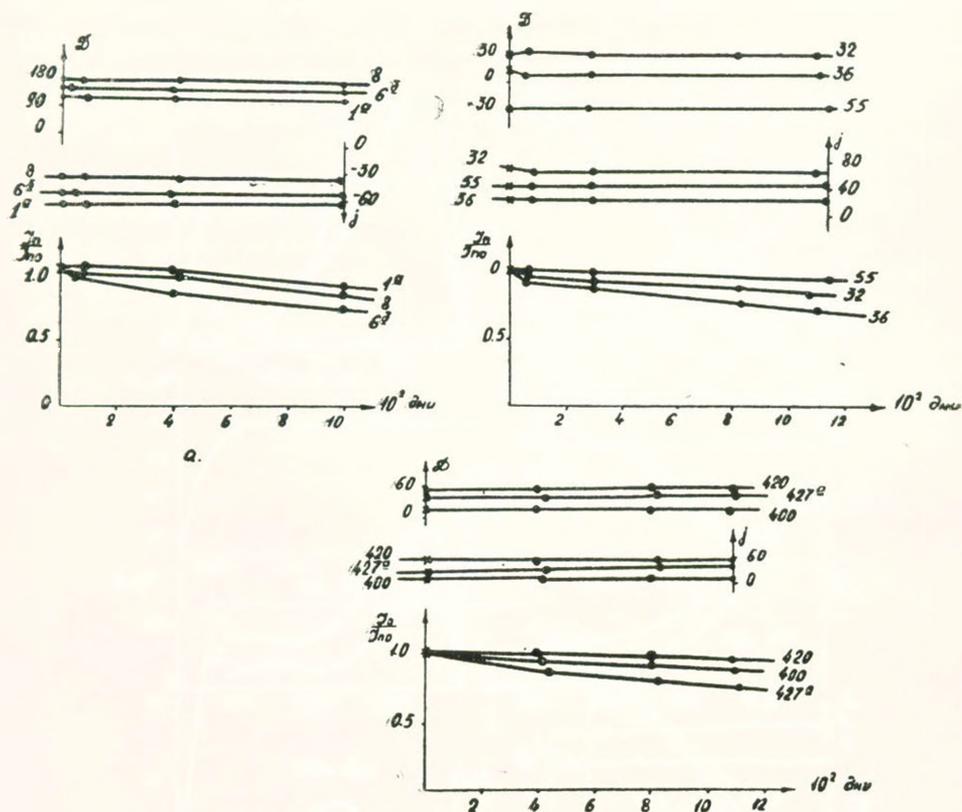


Рис. 4. Кривые временных зависимостей для долеритовых базальтов (а), андезитодацитов (б) и туфов (в).

На рис. 3 представлены кривые  $J_n(h)$ ,  $J_{ri}(h)$  и коэрцитивные спектры размагничивания. Один максимум функции  $f(h)$  на коэрцитивных спектрах размагничивания  $J_n$  и  $J_{ri}$  свидетельствует о том, что естественная остаточная намагниченность эффузивных пород однокомпонентна. Как видно, кривые  $J_n(h)$  имеют плавный ход, а незначительные изменения направления вектора  $J_n$  наблюдаются в интервале полей 50—100 э и температур 20—100°C, где, по всей вероятности, снимается вязкая намагниченность.

Для оценки возможности возникновения вязкой намагниченности у изученных эффузивов и степени ее влияния на первичную намагниченность образцы ставились на выдержку в лабораторном магнитном поле как по направлению, так и против поля. Образцы выдерживались в этих положениях от двух до четырех лет и за это время измерялись 3—4 раза.

На рис. 4 изображены изменения величины и направления  $J_n$  от времени выдержки в лабораторном магнитном поле. Эти графики показывают, что изменение вектора  $J_n$  выражается лишь в небольшом уменьшении его величины, а направление практически остается постоянным. Это говорит о том, что вязкая компонента составляет незначительную часть вектора естественной остаточной намагниченности, которая не может исказить направление первичной термоостаточной намагниченности.

Резюмируя результаты всех вышеописанных лабораторных исследований, можно заключить, что естественная остаточная намагниченность долеритовых базальтов, андезитов-дацитов и туфов районов гор. Степанавана, с. Амасия и массива горы Арагац однокомпонентна, носителями которой являются многодоменный низкотитанистый титаномагнетит и магнетит.

Ордена Трудового Красного Знамени  
Институт геофизики и инженерной сейсмологии  
Академии наук Армянской ССР

Поступила 6.X.1975.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Кочегура В. В., Розенталь И. В. Коэрцитивные спектры различных видов остаточной намагниченности. Сб. «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород», М., 1969.

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

ВПЕРВЫЕ В ЕРЕВАНЕ

Решением Международного Географического Союза XXIII Международный Географический Конгресс проводился в Советском Союзе с 12 июля по 13 августа 1976 г.

Программа Конгресса включила 30 предконгрессных полевых собраний, комиссий и рабочих групп МГС (симпозиумов), проведенных в различных городах Советского Союза, Московскую программу и послеконгрессные экскурсии (15 маршрутов) по территории Советского Союза.

Совместно с Конгрессом с 3 по 10 августа проводилась также VIII Международная картографическая конференция.

Два предконгрессных полевых собрания (симпозиума) «Национальные и региональные атласы» (К-1) и «Комплексное картографирование в целях улучшения среды» (К-30) проводились в Ереване в период с 19 по 26 июля 1976 г.

В нем принимали участие 75 человек, в том числе 39 представителей из 14 стран мира: Австрии, Бельгии, Болгарии, Великобритании, Венгрии, Вьетнама, Исландии, Испании, Канады, Польши, США, Швеции, Швейцарии, Японии, а также из городов Иркутска, Киева, Ленинграда, Москвы, Свердловска, Хабаровска.

Руководителем научной программы симпозиума «Национальные и региональные атласы» был президент Комиссии национальных и региональных атласов Международного Географического Союза акад. Э. Леман (ГДР), руководителями научной программы симпозиума «Комплексное картографирование в целях улучшения среды» — член-корреспондент АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян и профессор К. А. Салищев, а местными организаторами — К. А. Салищев (Москва) и А. Б. Багдасарян (Ереван).

Международный симпозиум по географии в Ереване проводился впервые.

По программе симпозиумов намечалось 40 докладов, в том числе 18 докладов иностранных участников. Однако по причине отсутствия некоторых докладчиков было заслушано 12 докладов иностранных и 12 советских участников.

Тематика симпозиумов была довольно интересной и разнообразной: атласы городов и агломераций, атласы групп стран и больших регионов (суперрегиональные атласы), определение, назначение и содержание национальных и региональных атласов, состояние комплексного картирования среды, разработка методов и характеристик для картирования состояния среды, прогнозные карты состояния среды, карты окружающей среды в национальных и региональных атласах.

Большой интерес вызвали доклады, посвященные национальным атласам различных стран: Японии (К. Каназава), Болгарии (З. Гылыбов), Польши (Е. Кондрачки). Национальному атласу ГДР, который находится на стадии завершения, были посвящены доклады академика Э. Лемана и Э. Бенедикта. Докладчиками были продемонстрированы примеры карт из атласа ГДР.

Проблемам национальных и региональных атласов стран третьего мира был посвящен доклад акад. Э. Лемана (ГДР).

Большой интерес вызвал доклад Г. Ван дер Хагена (Бельгия) об атласе «Лувен 2000», сделанный им на английском и французском языках.

Доклад проф. Ш. Радо и Папп-Вари был посвящен серии планово-экономических атласов Венгрии.

Лаборатория тематического картографирования подготовила к изданию монографию «Комплексные региональные атласы», которой был посвящен доклад руководителя работы проф. К. А. Салищева.

В монографии освещаются вопросы истории, современное состояние и перспективы развития региональных атласов, их назначение, а также целесообразная структура атласов и виды карт.

Региональному климатическому атласу Армянской ССР был посвящен доклад Г. А. Александряна и А. Б. Багдасаряна.

Климатический атлас Армянской ССР, в объеме 180 карт, содержит карты по всем элементам климата. Атлас издается черно-белым вариантом, а также в масштабе 1:1 000 000 для массового потребления.

Климатический атлас состоит из восьми разделов (солнечная радиация, температурный режим воздуха и почвы, атмосферное давление и режим ветров, влажность воздуха, режим атмосферных осадков и снежного покрова, особые атмосферные явления). Атлас завершается комплексной картой агроклиматического районирования, построенной на основе потенциальных ресурсов тепла и влаги. Многочисленные врезки дают представление о ходе пространственного и временного изменения элементов климата и вероятные их характеристики.

Наряду с национальными атласами и атласами мира в последние годы возникла необходимость создания атласов промежуточного таксономического звена—атласов крупных регионов мира (суперрегиональных атласов). Доклад В. М. Гохмана и М. М. Меклера был посвящен этой проблеме. Авторы предлагают подобные атласы для групп стран «третьего мира», имея в виду слабость их социально-экономических связей и слабую комплексную изученность их территории. На первых порах эти атласы могут заменить и национальные атласы.

В последние годы представители различных научных дисциплин все чаще прибегают к помощи электронно-вычислительных машин. Быстрая и достоверная компьютерная обработка огромного фактического материала открывает широкую дорогу для ее внедрения в различных отраслях науки, в том числе и картографии.

Доклад проф. М. Рафферти (США) был посвящен дешевым эко-

Известия, XXIX, № 6 -7

номическим атласам, составляемым с помощью ЭВМ. Он демонстрировал экземпляр «Экономического и социального атласа штата Миссури».

Картированию при помощи ЭВМ был посвящен также доклад Д. Бикмора (Великобритания).

Эти карты и атласы представляют большую ценность при планировании и руководстве хозяйством. Они дают возможность подачи срочной разносторонней информации руководящим органам.

Применение математических методов в картографии получает новые горизонты. Сообщение Снытко В. А., Червякова В. А., Мартыановой Г. Н., Нефедьевой Л. Г. посвящено использованию карт полей для изучения процессов в геосистемах с целью их оптимизации.

Авторами выбран наиболее динамичный показатель—продуктивность фитомассы, полученный по материалам стационарных и маршрутных наблюдений. Каждая точка местности имеет конкретную величину плотности—запас фитомассы (*ц/га*). Эти карты легко сопоставимы с картами полей других показателей—метеорологических, геоморфологических и др. Составление карт полей требует широкого использования ЭВМ.

В связи с повышением требований науки и практики в комплексных научно-справочных атласах увеличивается доля синтетических карт (прогнозных, оценочных и т. д.), в связи с чем в ближайшие годы создание комплексных атласов будет проводиться с применением новых методов, обеспечивающих единство системы карт комплексного атласа. Это станет возможным при условии широкого применения математико-картографического моделирования (на базе ЭВМ). Этой проблеме было посвящено сообщение Жукова В. Т., Сербенюка С. П., Тикунова В. С.

Проблема взаимоотношений человека с окружающей средой является одной из важнейших проблем современности. Она стала предметом изучения различных наук и нашла свое достойное отражение в тематическом картографировании.

В докладе А. Б. Багдасаряна «Тематическое картографирование и проблемы охраны среды» излагаются задачи и возможности тематического картографирования в охране среды. Автор возникновения человеческого общества рассматривает как важный преобразующий фактор природы. Человек вступил в конфликт со своей средой обитания, чем и обусловил актуальность проблемы охраны среды и рационального природопользования.

В современных условиях природные явления картографируются без учета антропогенных изменений. Следовательно, эти карты отражают палеогеографическую, ныне не существующую обстановку.

Автор предлагает составить серию сопряженных карт и атласов, начиная от карт, показывающих качество среды без влияния человека, и кончая прогнозными картами, оценивающими возможные изменения на близкую и дальнюю перспективу.

Интересное сообщение с демонстрацией карт было сделано проф. Вернером Кюндиг Штейнером о картах среды Швейцарии.

На данном этапе уже ставится вопрос разработки атласов охраны природы отдельных районов. Такой опыт ведется в Секторе географии АН Украинской ССР. В этот атлас должны быть включены карты природных объектов охраны; карты населения, как производительной силы общества, использующей и изменяющей природу; карты положительного и отрицательного влияния на природу, а также карты прогнозирования изменений природы с использованием исторического, математического методов и метода аналогов (сообщение А. Золовского, Е. Марковой и Л. Руденко).

Разделу карт охраны среды в национальных и региональных атласах был посвящен доклад акад. Э. Лемана (ГДР).

В настоящее время, наряду с традиционной серией природных карт, появилась также группа оценочных и прогнозных карт. Этой тематике была посвящена серия докладов.

Сообщение акад. И. Г. Магакьяна было посвящено методике составления прогнозно-металлогенических карт и их значению для расширения минеральных ресурсов. Основой для подобных карт служит структурно-геологическая карта, на которой выделяются комплексы вулканогенно-осадочных, терригенных, карбонатных, красноцветных, угленосных, соленосных и других формаций горных пород, вмещающие минеральные концентрации и контролирующие их размещение в качестве благоприятного литолого-стратиграфического фактора.

Исходя из данных прогнозно-металлогенических карт территории Армянской ССР, можно говорить о перспективах по железу, больших возможностях расширения сырьевой базы медно-молибденового и медноколчеданного типов руд, перспективах свинцово-цинковой минерализации, а также пока слабо изученных ртутных, сурьмяных, мышьяковых руд и рутилоносных сланцев.

Прогнозированию рельефообразующих процессов посвящено сообщение Ж. М. Карапетяна. Автором составлена карта динамики рельефа для Севанской котловины, которая послужила основой для районирования территории по характеру и интенсивности процессов рельефообразования, а также разработки защитных мероприятий по охране природного комплекса бассейна. Крупномасштабная карта защитных мероприятий составлена на базе синтетической карты динамики рельефа.

При освоении любой территории в районах пионерного освоения необходимым этапом научной подготовки является создание серии мелкомасштабных ресурсных карт. Эта проблема легла в основу сообщения Михайлова Ю. П., Ильины Л. Н. и Червякова В. А. и разработана ими на примере Сибири.

Горные области нашей планеты с возрастающими темпами вовлекаются в хозяйственный оборот. Горным территориям свойственны специфические природные процессы и явления (землетрясения, снежные лавины и т. д.), поэтому проблемы природопользования и охраны сре-

ды требуют особого подхода. В точной пространственной интерпретации горных стран исключительная роль принадлежит тематической картографии.

В докладе «Картирование и вопросы рационального использования горной территории» А. Б. Багдасарян отмечает, что комплексные карты горной среды следует составлять на основе крупномасштабных ландшафтных съемок.

При решении проблем хозяйственного освоения горных территорий и использования естественных богатств, большую роль призваны сыграть нижеследующие карты: 1) топологические (при оценке рекультивации ландшафтов); 2) оценочные (минерально-сырьевых, водных, почвенных ресурсов, карты оценки среды жизни человека, карты загрязненности среды, перспектив изменения среды и материально-сырьевых ресурсов); 3) прогнозные (отдельных слагаемых среды и комплексов, а также социально-экономических явлений) и 4) рекомендательные карты (выбора места заповедников, заказников, национальных парков, карты рекреационных ресурсов, размещения сельскохозяйственного и промышленного производства и т. д.). Последние дают возможность оценить и избежать вредные последствия, которые могут иметь место в процессе преобразования среды (возможности вторичного засоления, предупреждение эрозии и т. д.) с учетом также интразональных процессов, выраженных в горных странах (землетрясения, оползни, сели, вулканические извержения, наводнения и т. д.).

Успешному освоению горных территорий способствует учет характера и степени покрытости камнями. На равнинных территориях Советского Союза каменные земли составляют 6,6%, в то время как в горных территориях каменные земли занимают 30% общей территории.

Сообщение Д. А. Погосяна было посвящено карте каменистости почв территории Армянской ССР, составленной им на основе полевых исследований, а также крупномасштабных топографических и почвенных карт и аэрофотоснимков. Полученные количественные показатели дадут возможность планировать камнесборочные работы и вовлечь новые земли в сельскохозяйственный оборот.

Во время симпозиумов состоялось заседание Комиссии национальных и региональных атласов. Принимая во внимание то обстоятельство, что Комиссии Международного Географического Союза создаются на определенный срок, а Комиссия национальных и региональных атласов существует уже 20 лет, было вынесено решение об организации новой комиссии комплексных географических атласов.

Учитывая актуальность проблемы состояния окружающей среды, было решено также просить Генеральную Ассамблею МГС организовать новую комиссию по картированию проблем охраны среды.

Доклады советских участников симпозиумов изданы сборником «Тематическое картографирование в целях охраны природы и рационального использования естественных ресурсов» на русском и англий-

ском языке. По решению президента Комиссии национальных и региональных атласов акад. Э. Лемана доклады иностранных участников будут изданы после Конгресса.

К симпозиумам был издан также «Путеводитель географической экскурсии по Советской Армении» на русском и английском языках.

В дни симпозиумов были организованы экскурсии по Еревану (Матенадаран, музеи истории Армении, Эребуни и другие достопримечательные места города) и по маршрутам Ереван—Дилижан—Парзлич—Агарцин—Севан—Ереван, Ереван—Гарни—Гегард—Ереван, Ереван—Эчмиадзин—Мецамор—Сардаранат—Звартноц—Ереван.

Для сопровождающих женщин была организована специальная дамская программа (посещение Института курортологии, детского сада «Сказка», картинной галереи, дома-музея М. Сарьяна).

Д. М. АРУСТАМОВА.

ПОТЕРИ НАУКИ

АКОП ГУРГЕНОВИЧ КАЗАРЯН

Геологическая общественность и наука понесли тяжелую утрату— 27 ноября 1976 г. в расцвете сил безвременно ушел из жизни талантливый исследователь, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института геологических наук АН Армянской ССР Акоп Гургенович Казарян.



А. Г. Казарян родился 26 мая 1930 г. в гор. Ленинакане. В 1949 г. он окончил среднюю школу в гор. Тбилиси и поступил на геологический факультет Ереванского гос. университета, который окончил в 1954 г. с отличием. В том же году поступил в аспирантуру Академии наук Армянской ССР. Кандидатская диссертация, посвященная изучению медно-молибденовых месторождений юга Армении и защищенная им в 1959 г., явилась значительным вкладом в дело изучения ресурсов и закономерностей формирования месторождений цветных и редких металлов республики.

В 1960—71 гг. А. Г. Казарян работал в Научно-исследовательском горно-металлургическом институте (НИГМИ) сначала в должности заведующего минералогической лабораторией, а затем исполнял обязанности заведующего геологическим отделом. Его работы за этот период

сыграли большую роль в деле расширения сырьевой базы действующих месторождений металлических полезных ископаемых республики.

В 1972 г. А. Г. Казарян снова переходит на работу в Институт геологических наук, где в должности старшего научного сотрудника работал до конца своей жизни.

А. Г. Казарян прожил короткую, но содержательную творческую жизнь. Нет в Армянской ССР ни одного месторождения, где бы не работал этот неутомимый исследователь. Он долгие годы занимался вопросами генезиса месторождений металлических полезных ископаемых, их перспективной оценкой, комплексного использования рудного сырья, разработкой критериев для поисков полезных ископаемых.

А. Г. Казаряну были свойственны целеустремленность в работе и глубокий научный анализ фактов, позволившие ему сделать смелые обобщения и подчас неожиданные выводы. Именно эти качества выдвинули молодого ученого в число зрелых и авторитетных исследователей. Интересы науки были для него превыше всего и поэтому он был чрезвычайно требователен как по отношению к себе, так и к окружающим.

Свои научные исследования он обобщил в ряде ценных монографий и многочисленных научных статьях и докладах, опубликованных как в местной, так и в центральной печати.

Будучи большим тружеником науки, отдавая ей все свои силы, А. Г. Казарян обладал и большими организаторскими способностями. Он был членом Всесоюзного Совета по метасоматизму и председателем его Армянской секции. Под его непосредственным руководством в 1975 г. в гор. Ереване был организован Всесоюзный симпозиум «Метасоматизм и колчеданное оруденение».

Плодотворная научная деятельность А. Г. Казаряна была отмечена Почетной грамотой Верховного Совета Армянской ССР. Он избирался депутатом Ереванского городского совета.

А. Г. Казарян ушел из жизни в расцвете сил, полный новых творческих замыслов.

Память об отзывчивом товарище, человеке большой души и беспрельдно преданном науке ученом навсегда останется в сердцах всех знавших его.

## СОДЕРЖАНИЕ XXIX ТОМА ИЗВЕСТИЙ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР, НАУКИ О ЗЕМЛЕ

А. С. <i>Лаванесян</i> . Основные черты структуры Севано-Акеринского грабен-синклинории . . . . .	4— 21
Ц. Г. <i>Акопян</i> , Т. А. <i>Сирунян</i> . Намагнитченность мезозойских горных пород Армянской ССР. . . . .	1— 91
Э. В. <i>Ананян</i> , А. В. <i>Варданян</i> , Г. Р. <i>Мкртчян</i> . К вопросу о зоне сочленения тектонических поясов в Зангезуре . . . . .	6— 40
Р. А. <i>Аракелян</i> , Г. Б. <i>Нисанян</i> , И. Х. <i>Петросов</i> . Вещественный состав и условия образования бокситоносных пород древней коры выветривания среднего—верхнего карбона Армянской ССР. . . . .	5— 22
А. Р. <i>Арутюнян</i> . Особенности блокового строения и структурного плана поверхности эпибайкальского основания центральной и северо-западной частей Армянской ССР . . . . .	3— 11
А. Р. <i>Арутюнян</i> , А. А. <i>Тицян</i> , Г. М. <i>Егизарян</i> . Геолого-геофизическая корреляция разрезов третичных отложений северо-западной части Араратской впадины . . . . .	6— 24
М. А. <i>Арутюнян</i> . Особенности распределения элементов-примесей в скарновых породах и минералах Кефашенского месторождения . . . . .	4— 64
А. Т. <i>Асланян</i> . Предельные значения мощности и прочности литосферы в свете теории гравитационного сжатия и приливного торможения Земли . . . . .	1— 20
А. Т. <i>Асланян</i> . Термо-гравитационный критерий изменения объема Земли . . . . .	3— 3
А. Т. <i>Асланян</i> . О причинах дугообразного плана деформационных мегаструктур земной коры . . . . .	4— 3
А. Т. <i>Асланян</i> , А. В. <i>Арутюнян</i> , М. П. <i>Воларович</i> , А. И. <i>Левыкин</i> . Об одном возможном механизме становления гипербазитовых поясов и срединных структур литосферы . . . . .	5— 3.
А. Т. <i>Асланян</i> . О некоторых общих вопросах организации и направлении геологоразведочных работ в Армянской ССР . . . . .	6— 3
А. Т. <i>Асланян</i> . Сжимающаяся Земля как фильтр-прессинговый механизм для экструзии гипомагматических расплавов . . . . .	6— 8
А. А. <i>Атибекян</i> . <i>Nacobjanella armenica</i> Gen. et sp. nov. (Rudistae) из коньяк-сантонских отложений Армянской ССР . . . . .	1— 13.
Г. П. <i>Багдасарян</i> , Э. О. <i>Чибухчян</i> . Основные петро-геохронологические особенности домеловых ультраосновных, основных и плагиогранитных интрузивов Цахкуняцкого антиклинория . . . . .	1— 51
А. В. <i>Варданян</i> , Г. Р. <i>Мкртчян</i> , Э. В. <i>Ананян</i> . Особенности строения земной коры по сквозному профилю Ленинакан—Ноемберян . . . . .	4— 31
В. Е. <i>Вартанесов</i> . К вопросу о распределении металлогенных элементов в породах Агаракского рудного поля . . . . .	3— 31
С. М. <i>Григорян</i> . О находке нуммулитид в палеоцене Армении . . . . .	6— 15
И. П. <i>Гричук</i> , Т. А. <i>Айрапетян</i> . Разрез плейстоценовых континентальных отложений Гамзачиманской котловины . . . . .	6— 31
Ю. Г. <i>Гукасян</i> . К вопросу о геологических взаимоотношениях между долеритовыми базальтами Ахурянского каньона и Арагацкой вулканогенной голщей . . . . .	2— 26
О. П. <i>Гуюмджян</i> . Святоноситы из контакта гранитов. . . . .	2— 14.

- Г. В. Егоркина, В. А. Рикатов, И. В. Гаретовская, Л. М. Егорова. Анизотропия скоростей в связи с напряженным состоянием земной коры на территории Армянской ССР . . . . . 6— 66
- Е. Г. Завряян. Исследование давления горных пород в туннелях . . . . . 3— 63
- Л. Н. Зограбян. О геоморфологических исследованиях в Армянской ССР . . . . . 2— 50
- Ф. В. Каминский, Р. Г. Геворкян. Некимберлитовые первоисточники алмазов . . . . . 2— 32
- К. А. Карсмян, Р. Н. Таян, О. Г. Маданян, С. П. Саркисян, Т. А. Аревшатян, М. А. Арутюнян, А. С. Фарамазян, А. А. Авакян, О. П. Гуюмджян, В. Е. Варганесов. О взаимоотношениях даек и оруденения на Каджаранском месторождении и природе внутриминерализационной дайки . . . . . 4— 46
- И. К. Карапетян. Параметры сейсмического режима Армении . . . . . 4— 71
- Ж. М. Карапетян. К вопросу картографирования интенсивности селевых явлений . . . . . 5— 39
- А. А. Коджоян, Св. С. Мкртчян. О химическом составе сфалеритов из колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений Алаверди—Кафанского металлогенического пояса . . . . . 3— 38
- В. М. Маноян. Вода как геогоническое вещество (попытка восстановления древнеармянских представлений) . . . . . 5— 47
- Э. С. Матвеева, А. В. Сирновский. Гелий в подземных водах Малого Кавказа . . . . . 6— 56
- Г. Б. Межлумян. Мушкетовит в железных рудах месторождений Цакери-дош и Мисхана . . . . . 3— 38
- Б. М. Меликсетян, Б. К. Архипов, Г. П. Капралов, В. Б. Меццержакова. Особенности тектоно-магматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения южной части Малого Кавказа . . . . . 1— 31
- Л. С. Меликян. Геолого-структурная позиция Зодского рудного поля . . . . . 5— 13
- О. В. Мирошникова, Р. П. Сепоян, А. А. Халатян, Ю. Г. Шопин. Основные элементы тектоники Кафанского рудного района по геофизическим данным . . . . . 2— 41
- А. Х. Мнацаканян, Э. Х. Хуришудян. Железо-титановые окисные минералы-вкрапленники в вулканических породах верхнемеловой серии северной части Армянской ССР . . . . . 1— 77
- Ю. А. Мурадян. Полезные ископаемые и горнорудная промышленность Турции . . . . . 3 70
- Л. Б. Нагапетян. Условия кристаллизации долеритовых базальтов по экспериментальным данным . . . . . 3— 24
- С. Н. Назаретян, С. С. Казарян. Опыт классификации глубинных разломов территории Армянской ССР, выявленных по данным геофизики . . . . . 3— 54
- Об основных итогах геолого-геофизических исследований в институтах ОИЗ АН Армянской ССР за годы девятой пятилетки (1971—1975 гг.) . . . . . 1— 3
- Г. Г. Оганезов. К теории тектонической деформации Земного сфероида . . . . . 2— 3
- С. В. Саркисян. О структуре Кафанского рудного района . . . . . 4— 39
- М. А. Сатиан, Ж. О. Степанян. Радиоляриты офиолитовых серий Армянской ССР и их палеогеографическое значение . . . . . 1— 66
- М. А. Сатиан. К петрографической номенклатуре вулканогенно-осадочных формаций . . . . . 5— 31
- Р. Н. Таян, Э. П. Плотников, Р. У. Абдураманов. Некоторые особенности формирования геологической структуры Зангезуро-Нахичеванской области Малого Кавказа . . . . . 4— 12
- Р. Н. Таян. Опыт применения микроструктурного анализа в оценке эрозивного среза интрузивов . . . . . 6— 77
- И. С. Хачатрян. Некоторые геохимические особенности полиметаллических месторождений Армянской ССР . . . . . 4— 56

## Краткие сообщения

- Г. С. Авакян. О генезисе бентонитовых глин Ноемберянского месторождения . . . . . 4— 82

- Г. С. Авакян.* Роль малых элементов в материнских породах Саригюхского месторождения в процессе их бентонитизации . . . . . 6— 82
- Т. А. Авакян.* Диатомовые глины у с. Арапи . . . . . 2— 71
- Т. А. Авакян.* О петрографическом расчленении диатомитовых пород Ахурян-ского района . . . . . 5— 72
- Н. Р. Азарян, Н. Х. Петросов.* О пептунических дайках в юрских отложениях Вайка (Армянская ССР) . . . . . 3— 78
- С. О. Ачикгезян.* Опыт определения смещений вдоль разрывных нарушений среди однородных изверженных пород . . . . . 2— 63
- С. О. Ачикгезян.* О гидротермальных изменениях инъекционных вулканических брекчий Шаумянского золото-полиметаллического месторождения . . . . . 6— 78
- О. Л. Багина, Д. О. Минасян, Г. Н. Петрова.* Определение напряженности древнего геомагнитного поля по намагниченности эффузивных пород Армянской ССР . . . . . 2— 81
- М. С. Бадалян.* О возможной причинной связи геотермического и магнитного полей в области новейшего вулканизма Армянской ССР и некоторые вопросы их интерпретации . . . . . 2— 75
- С. В. Бадалян, В. Б. Гамоян, Ф. М. Фиданян.* Оценка глубины распространения оруденения на примере Зодского золоторудного месторождения по геофизическим данным . . . . . 5— 87
- К. А. Карамян, А. А. Авакян.* Целестинобарит из грейзеновых образований района с. Аревис . . . . . 5— 77
- И. К. Карапетян, Ж. О. Манукян.* Карты сейсмической активности Армянского нагорья . . . . . 5— 81
- Д. О. Минасян.* Ферромагнитные фазы и компоненты естественной остаточной намагниченности некоторых эффузивных пород Армении . . . . . 6— 90
- Р. Т. Мириджанян.* Тепловой поток через базит-гипербазитовый комплекс пород в районе южного побережья озера Севан . . . . . 6— 86
- Г. Р. Мкртчян, М. Е. Танамян, Э. В. Ананян, А. В. Варданян.* Ервандашатская антиклиналь . . . . . 2— 56
- Р. А. Мкртчян.* Об одной закономерности изменения интенсивности оруденения на Зодском золоторудном месторождении . . . . . 5— 58
- К. М. Мурадян.* Основные черты геологического строения и перспективы Мецблурского проявления барита . . . . . 5— 65
- В. О. Пароникян.* О координационном методе определения аномальных содержания меди при геохимических поисках по магматическим породам (на примере Алавердского рудного района Армянской ССР) . . . . . 6— 75
- Г. В. Тер-Петросян.* Об изменении положения границы затвердевания грунта при местном нагружении . . . . . 1—101

#### Научная хроника

- Д. М. Арустамова.* Впервые в Ереване . . . . . 6— 96
- А. Г. Казарян.* Всесоюзный симпозиум «Метасоматизм и колчеданное оруденение» . . . . . 4— 93
- Р. А. Саркисян, Г. Б. Межлумян, К. М. Мурадян.* Восьмое Всесоюзное металлургическое совещание . . . . . 5— 94

#### Рецензии

- А. Г. Казарян, Э. Х. Гулян.* Важное направление в генетической минералогии (О книге Д. П. Григорьева и А. Т. Жабина «Онтогенез минералов») . . . . . 3— 86
- А. Н. Карапетян.* Ценная монография по рудным месторождениям Армянской ССР . . . . . 2— 89

<i>И. Г. Магакьян.</i> О работе «Металлогения СССР», выполненной коллективом ВСЕГЕИ . . . . .	3— 83
<i>И. Г. Магакьян.</i> Рецензия на книгу М. А. Фаворской, И. Н. Томсона, В. А. Баскиной, И. К. Волчанской, О. П. Поляковой «Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений» . . . . .	4— 88
<i>С. А. Мовсесян.</i> О книге Ф. И. Вольфсона и А. В. Дружинина «Промышленные типы рудных месторождений» . . . . .	2— 87
<i>Г. Ю. Тешке.</i> Рецензия на «Геологический словарь» . . . . .	4— 91

#### Критика и дискуссии

<i>К. И. Карапетян.</i> Письмо в редакцию . . . . .	2— 94
<i>К. И. Карапетян.</i> К вопросу о верхнеплиоцен-четвертичных магматических формациях Армении . . . . .	3— 89

#### Юбилейные даты

<i>Бабкен Семенович Вардапетян</i> (К 70-летию со дня рождения) . . . . .	5— 98
---	-------

#### Потери науки

<i>Акоп Гургенович Казарян</i> . . . . .	6—
<i>Памяти Владимира Гавриловича Грушевого</i> . . . . .	3— 97

**ՀԱՏԿԱԿԱՆ ՍՄՇ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԿԵՄԻԱՅԻ**  
**ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ ՏԵԿՆԿԱԳԻՐԻ XXIX ՀԱՏՈՐԻ ԲՈՎԱՆԳԱԿՈՒԹՅՈՒՆԸ**

Ա. Ա. Արաբեկյան <i>Hacob anella armenica</i> Gen. et sp. nov. (Rudistae) Հայկական ՍՄՇ կոնյակ-սանտոնի նստվածքներում . . . . .	1— 13
Լ. Վ. Ահաճյան, Ա. Վ. Վարդանյան, Հ. Ռ. Մկրտչյան. Զանգեզուրում տեկտոնական գոտիների հարակցման հարցի մասին . . . . .	6— 40
Բ. Ա. Առաքելյան, Գ. Բ. Նիսանյան, Ի. Խ. Պետրոսով. Հայկական ՍՄՇ միջին-վերին կարրոնի հողմնահարման կեղևի բոքսիտաբեր ապարների նյութական կազմը և ստաչացման պայմանները . . . . .	5— 21
Ա. Տ. Ասլանյան. Լիթոսֆերայի հաստության և ամրության սահմանային արժեքները երկրի գրավիտացիոն կծկման և մակընթացային արգելակման տեսության լույսի տակ . . . . .	1— 29
Ա. Տ. Ասլանյան. Երկրի ծավալի փոփոխության թերմոգրավիտացիոն շարժանիչը . . . . .	3— 3
Ա. Տ. Ասլանյան. Երկրակեղևի ղեֆոքոմացիոն մեգաստրուկտուրաների աղեղնածնության պատճառները մասին . . . . .	4— 3
Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Վ. Հաբուրյունյան, Մ. Պ. Վալաբովիչ, Ա. Ի. Լեյկին. Լիթոսֆերայի հիպերբազիտային գոտիների և սպրեդինգային ստրուկտուրաների ձևավորման մեկ հնարավոր մեխանիզմի մասին . . . . .	5— 3
Ա. Տ. Ասլանյան. Հայկական ՍՄՇ-ում երկրաբանական-հետախուզական աշխատանքների կազմակերպման և ուղղության մի քանի ընդհանուր հարցերի մասին . . . . .	6— 3
Ա. Տ. Ասլանյան. Կծկվող երկիրն իբրև ֆիլտր-պրեսինգի մեխանիզմ հիպոթազմատիկ հալոցքների էքստրուզիայի համար . . . . .	6— 8
Ա. Ս. Ալանեսյան. Սևան-Արեւրայի զրաբեն-սինկլինորիոմի ստրուկտուրայի հիմնական գծերը . . . . .	4— 21
Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ջ. Հ. Չիրուխյան. Ծաղկունյացի անտիկլինորիոմի մինչկավճային զերհիմքային, հիմքային և պլագիագրանիտային ինտրուզիվների հիմնական պետրո-երկրաժամանակագրական առանձնահատկությունները . . . . .	1— 51
Ս. Մ. Գրիբոյան. Հայաստանում պալեոցենի նումուլիտիզների հայտնաբերման մասին . . . . .	6— 31
Վ. Պ. Գրիշով, Թ. Ա. Հայրապետյան. Համդաչիմանի գոգավորության պլեյստոցենի ցամաքային նստվածքների կտրվածքը . . . . .	6— 15
Հ. Պ. Կուլումբյան. Սվլատոնոսիտներ գրանիտների կոնտակտում . . . . .	2— 11
Կ. Վ. Լեզոկիճա, Վ. Ա. Ռակիտով, Ի. Գ. Իսաբեովսկայա, Լ. Մ. Լզուրովա. Արագոնիտների անիզոտրոպությունը կապված Հայկական ՍՄՇ տարածքում երկրա-էկզիի լարված վիճակի հետ . . . . .	6— 66
Ե. Գ. Չալոբյան. Լեռնային ապարների ձևման հետազոտությունը թունելներում . . . . .	3— 63
Լ. Ն. Չոբոբայան. Գեոմորֆոլոգիական հետազոտությունները Հայկական ՍՄՇ-ում . . . . .	2— 50
Ն. Ս. Խաչատրյան. Հայկական ՍՄՇ բազմամետաղային հանքավայրերի որոշ գեոքիմիական առանձնահատկությունները . . . . .	4— 56
Տ. Վ. Կամինսկի, Ռ. Գ. Կեոբայան. Ալմաստների ոչքիմերիտային սկզբնաղբյուրները . . . . .	2— 52
Ն. Կ. Կուրապետյան. Հայաստանի սելամիկ ոսկիի պարամետրերը . . . . .	4— 71
Ժ. Մ. Կուրապետյան. Սելավների ինտենսիվության բարտեզագրման հարցի շուրջը . . . . .	5— 39
Ա. Հ. Կոչյան, Ավ. Ս. Մկրտչյան. Ալավերդի—Ղափանի մետաղածնային գոտու կոլլեզան-բազմամետաղային և կապար-ցինկային հանքավայրերի սֆալերիտների քիմիական կազմի մասին . . . . .	3— 38
Յ. Գ. Հակոբյան, Թ. Ա. Սիրունյան. Հայկական ՍՄՇ մեգոգոյան հասակի լեռնային ապարների մագնիսվածությունը . . . . .	1— 91

Հայկական ՍՍՀ ԳԱ ԳԵՄ բաժանմունքի ինստիտուտներում իններորդ հնգամյակի տարիները (1971—1975 թթ.) երկրաբանա-երկրաֆիզիկական հետազոտությունների հիմնական արդյունքների մասին . . . . . 1— 3

Ա. Ռ. Շարությունյան, Հայկական ՍՍՀ կենտրոնական և հյուսիս-արևմտյան մասերի կալիբրավայան հիմքի բլոկային կառուցվածքի և նրա մակերեսի ստրուկտուրային պլանի առանձնահատկությունները . . . . . 3— 11

Ա. Ռ. Շարությունյան, Ա. Ա. Տաշչյան, Գ. Մ. Նդիագարյան, Արարատյան իջվածքի հյուսիս-արևմտյան մասի նստվածքների կտրվածքների երկրաբանական-երկրաֆիզիկական հարաբերակցությունը . . . . . 6— 24

Մ. Ա. Շարությունյան, Քեֆաշենի հանքավայրի սկանոնաչին ապարներում և միներալներում խտնորոգ-տարրերի տեղաբաշխման օրինաչափությունները . . . . . 4— 64

Յու. Կ. Ղուկասյան, Ախուրյանի կիրճի դոլերիտային բազալտների և Արագածի հրաբխածին հատվածի Երկրաբանական փոխհարաբերությունների հարցի շուրջը . . . . . 2— 26

Վ. Մ. Մանուկյան, Ջուրն իբրև երկրաստեղծ նյութ . . . . . 5— 47

Ե. Ս. Մատվեևա, Ա. Վ. Սառնովսկի, Հելիոմը Փոքր Կովկասի ստորերկրյա ջրերում . . . . . 6— 56

Յու. Հ. Մուրադյան, Թուրքիայի օգտակար հանածոները և լեռնահանքային արդյունարևությունը . . . . . 3— 70

Գ. Բ. Մեծլույմյան, Մուշկեսովտը Ծակերի-դոշ և Միսխանա հանքավայրերի երկաթի շահանջությունը . . . . . 3— 46

Լ. Ս. Մելիֆյան, Ջողի հանքադաշտի երկրաբանա-ստրուկտուրային դիրքը . . . . . 5— 13

Բ. Մ. Մելիֆեյբյան, Բ. Կ. Արսիպով, Գ. Պ. Կապրալով, Վ. Բ. Մեշչերչևիովա, Տեկտոնամագմատիկ դարձացման առանձնահատկությունները և մագմատիկի ու հանքայնացման տեղաբաշխման օրինաչափությունները Փոքր Կովկասի հարավային մասում (հարդորում 2) . . . . . 1— 31

Ս. Վ. Միրզեիկովա, Ռ. Գ. Սևադյան, Ա. Ա. Խալաբյան, Յու. Գ. Շուպին, Ղափանի հանքային շրջանի տեկտոնիկայի հիմնական գծերը երկրաֆիզիկական սվայները լույսի տակ . . . . . 2— 41

Ա. Խ. Մեազակեանյան, Է. Խ. Խուրշուդյան, Հայկական ՍՍՀ հյուսիսային մասի վերին կածնի սերիայի հրաբխային ապարներում երկաթա-սիտանային օքսիդային միներալ-ներփակումները . . . . . 1— 77

Ա. Ն. Նազարեթյան, Ս. Ա. Ղազարյան, Հայկական ՍՍՀ տարածքում գեոֆիզիկայի սվայներով հայտնաբերված խորքային բեկվածքների դասակարգման փորձ . . . . . 3— 54

Է. Բ. Նանապետյան, Գոլերիտային բազալտների բյուրեղացման պայմանները փորձարական սվայներով . . . . . 3— 24

Գ. Գ. Սպենզով, Երկրի աֆերոիդի տեկտոնական դեֆորմացիայի տեսության շուրջը . . . . . 2— 3

Մ. Ա. Սարյան, Ժ. Հ. Ստեփանյան, Հայկական ՍՍՀ օֆիոլիտային սերիաների ռադիոլարիտները և նրանց պալեոաշխարհագրական նշանակությունը . . . . . 1— 66

Մ. Ա. Սարյան, Հրաբխա-նստվածքային ֆորմացիաների պետրոգրաֆիկական անվանացուցակի մասին . . . . . 5— 31

Ս. Վ. Սարգսյան, Ղափանի հանքային շրջանի ստրուկտուրայի մասին . . . . . 4— 39

Հ. Վ. Վարդանյան, Հ. Ռ. Սկրուպյան, Է. Վ. Անանյան, Երկրակեղևի կառուցվածքի առանձնահատկությունները Լենինական-Նոյեմբերյան միջանցիկ կտրվածքի սվայներով . . . . . 4— 31

Վ. Ն. Վարբանետով, Ազարակի հանքային դաշտում մետաղածին տարրերի բաշխման հարցի մասին . . . . . 3— 31

Ռ. Ն. Տալան, Է. Պ. Պլոտնիկով, Ռ. Ու. Աբդուրամանով, Փոքր Կովկասի Չանգեզուր-Նախիջևանի մարզի երկրաբանական ստրուկտուրաների ձևավորման որոշ առանձնահատկությունները . . . . . 4— 12

Ռ. Ն. Տալան, Միկրոստրուկտուրային անալիզի կիրառման փորձ ինտրուպիլներում էրոզիոն կտրվածքի գնահատման մեջ . . . . . 6— 77

Կ. Ա. Քարամյան, Ռ. Ն. Տալան, Հ. Գ. Մադանյան, Ա. Պ. Սարգսյան, Թ. Հ. Արևշատյան, Մ. Ա. Շարությունյան, Ա. Ա. Ֆաբամազյան, Ա. Ա. Ավագյան, Հ. Պ. Գուլումյան, Վ. Ա. Վերբանետով, Բաջարանի հանքավայրում դաշկանների և հանքայնացման փոխհարաբերության հարցի և ներհանքային դաշկայի բնույթի մասին . . . . . 4— 49

ՀԱՄԱՌՈՑ ՀԱՂՈՐԳՈՒՄՆԵՐ

Ե. Ի. Ագաբյան, Ի. Խ. Պետրոսով. Վայքի (Հայկական ՍՍՀ) յուրաջի առաջացումեն-  
րում նեպտունիկ դայկաների մասին . . . . . 3— 73

Ս. Հ. Աշիբգյուզյան. Միատարր հրային ապարներում խոլումնային սևղաշարժերի  
որոշման մի փորձ . . . . . 2— 63

Ս. Հ. Աշիբգյուզյան. Շահումյանի ոսկի-բազմամետաղային հանքավայրի ինյկեցիոն  
հրաբխային բեկիչիաների հիդրոթերմալ փոփոխությունների մասին . . . . . 6— 78

Թ. Ա. Ավաղյան. Արաբի գյուղի շրջակայքի դիտատմային կավերը . . . . . 2— 71

Թ. Ա. Ավաղյան. Ախուրյանի շրջանի դիտատմիտային ապարների պետրոգրաֆիական  
ստորաբաժանման մասին . . . . . 5— 73

Հ. Ս. Ավաղյան. Նոյեմբերյանի հանքավայրի բենթոնիտային կավերի ծագման մասին  
2. Ս. Ավաղյան. Քիչ տարածված տարրերի դերը Սարիգյուղի հանքավայրի մայր  
աղբյուրներում նրանց բենթոնիտացման պրոցեսում . . . . . 6— 82

Թ. Լ. Բագինա, Ջ. Հ. Միևսայան, Գ. Ն. Պետրովա. Հնագույն գեոմպինիսական դաշտի  
լարվածոթյան որոշումը Հայկական ՍՍՀ էֆուզիվ ապարների մագնիտվածու-  
թյան միջոցով . . . . . 2— 81

Մ. Ս. Բաղդյան. Հայկական ՍՍՀ նորագույն հրաբխային շրջաններում ջերմային և  
մագնիսական դաշտերի հնարավոր պատճառական կապի մասին և նրանց մեկ-  
նաբանման մի քանի հարցեր . . . . . 2— 75

Ս. Վ. Բալայան, Վ. Բ. Կամոյան, Ֆ. Մ. Ֆիդալյան. Հանքայնացման տարածման  
խորոթյան գնահատականը Ջողի ոսկու հանքավայրի օրինակով գետֆիզիկա-  
կան տվյալների համաձայն . . . . . 5— 87

Ն. Կ. Կարապետյան, Ժ. Հ. Մանուկյան, Հայկական լեռնաշխարհի սեյսմիկ ակտիվու-  
թյան բարտեզներ . . . . . 5— 81

Ջ. Հ. Միևսայան. Հայաստանի մի քանի էֆուզիվ ապարների բնական մնացորդային  
մագնիսականության ֆեոտմագնիսական ֆազայներն ու բաղադրիչները . . . . . 6—90

Կ. Տ. Միրիջանյան. Ջերմային հոսքը Սևանա լճի հարավային մերձափնյա շրջանում  
տեղագրված բազիտ-հիպերբազիտային ապարների միջով . . . . . 6— 86

Հ. Ս. Մկրտչյան, Մ. Ս. Թևաչյան, Է. Վ. Անանյան, Հ. Վ. Վարդանյան. Երվան-  
դաշտի անտիկլինալը (Արարատյան միջլեռնային իջվածք) . . . . . 2 — 56

Ի. Ա. Մկրտչյան. Ջողի ոսկու հանքավայրում հանքայնացման ինտենսիվության փո-  
փոխության մի օրինակափոփության մասին . . . . . 5— 53

Կ. Մ. Մուրադյան. Մեծ-բլուր բարխտային երևակման երկրաբանական կառուցվածքի  
և հեոսկարների հիմնական գծերը . . . . . 5— 65

Վ. Հ. Պարոնիկյան. Մագմատիկ ապարներում զեոքիմիական որոնումների ժամանակ  
սղնձի անոմալ պարունակությունների որոշման կոորդինացիոն մեթոդի մասին  
(Հայկական ՍՍՀ Ալավերդու հանքային շրջանի օրինակով) . . . . . 6— 75

Գ. Վ. Տեր-Պետրոսյան. Տեղական բեռնավորման ղեկավարումը ընահողի կոշտացման  
սահմանի փոփոխման մասին . . . . . 1—101

Կ. Ա. Քարամյան, Ա. Ա. Ավաղյան. Տելեստիոբարիտը Արևիս գյուղի շրջանի գրեյ-  
զենային առաջացումներում . . . . . 5— 77

Կիտական խոնհիկա

Ջ. Մ. Առուստամովա. Առաջին անգամ երևանում . . . . . 6— 96

Հ. Գ. Ղազարյան. «Մետասոմատիզմը և կոլլեկտանային հանքայնացումը» համաժիտ-  
թենական սիմպոզիումը . . . . . 4— 93

Ի. Հ. Սարգսյան, Գ. Բ. Մեծյուզյան, Կ. Մ. Մուրադյան. Ութերորդ Համաժիտթենական  
մետաղածնային խորհրդակցությունը . . . . . 5— 94

Իրախոսություն

Ա. Ի. Կարապետյան. Արժեքավոր մենագրության նվիրված Հայկական ՍՍՀ մետաղա- յին հանքավայրերին . . . . .	2— 80
Հ. Գ. Վազարյան, Է. Խ. Գուլյան. Կարևոր ուղղություն գեներալիկ միներալոգիայում (Գ. Պ. Գրիգորիևի և Ա. Տ. Ժաբինի «Միներալների օնթոգենիան» գրքի մասին). . . . .	3— 86
Հ. Ի. Մաղաբյան. ВСЕТЕИ-ի կոլեկտիվի կողմից գրված «ՍՍՀՄ մետաղածնությունը» աշխատության մասին . . . . .	3— 83
Հ. Գ. Մաղաբյան. Գրախոսություն Մ. Ա. Ֆավորսկայայի, Ի. Ն. Թոմսոնի, Վ. Ա. Բաս- կինայի, Ի. Կ. Վոլչանսկայայի, Օ. Պ. Պոլչակովայի. «Խոշոր մետաղային հան- քավայրերի տեղաբաշխման գլոբալ օրինաչափություններ» գրքի մասին . . . . .	4— 88
Ս. Հ. Մովսեսյան. Յ. Ա. Վոլֆսոնի և Ա. Վ. Դրուժինինի «Մետաղային հանքավայրերի արդյունաբերական տիպերը» գրքի մասին . . . . .	2— 87
Հ. Յու. Տեղև. Գրախոսություն «Երկրաբանական բառարանի» մասին . . . . .	4— 91

Վեճադատություն և բանավեճ

Կ. Ի. Կարապետյան. Նամակ խմբագրությանը . . . . .	2— 94
Կ. Ի. Կարապետյան. Հայաստանի վերին պլիոցեն-չորրորդական հասակի մագմատիկ ֆորմացիաների հարցի վերաբերյալ . . . . .	3— 89

Հոբելյանական տաբերվեք

Քարեկեն Սիմոնի Վարդապետյան (ծննդյան 70-ամյակի առթիվ) . . . . .	5— 93
--	-------

Գիտության կորուսաներ

Հակոբ Գուրգենի Ղազարյան . . . . .	6—102
Վլադիմիր Գավրիլովիչ Գրուշևոյի հիշատակին . . . . .	3— 97

