ՀՍՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES

ԵՄՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

Պատասխանատու խմբագիր՝ երկր.-հանք. գիտ. դոկտոր է. Ա. Խաչատրյան
Պատ. խմբ. տեղակալ՝ երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ա. Ս Ֆարամազյան

Անդամներ՝ ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Ր. Բաղդասարյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Դոլուխանովա, տեխն. գիտ. դոկտոր Ռ. Կ. Կարապետյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Վ. Պ. Հասրաբյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Հ. Գ. Մաղաքյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ռ. Մ. Մելիքսեթյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Կ. Գ. Շիրինյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Հ. Մ. Վանցյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկր.-հանք. գիտ. դոկտոր Ա. Ն. Քոշարյան:

Պատասխանատու քարտուղար՝ է. Ս. Ռոստոմովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Ответственный редактор доктор геол.-мин. наук *Э. А. Хачатурян.*
Зам. отв. редактора канд. геол.-мин. наук *А. С. Фарамазян.*

Члены: канд. геол.-мин. наук *В. П. Асратян*, чл.-корр. АН Арм. ССР *А. Б. Багдасарян*, канд. геол.-мин. наук *Г. П. Багдасарян*, канд. геол.-мин. наук *Г. М. Ванцян*, чл.-корр. АН Арм. ССР *А. А. Габриелян*, канд. геол.-мин. наук *Н. И. Долуханова*, докт. техн. наук *Б. К. Карапетян*, докт. геол.-мин. наук *А. Е. Кочарян*, академик АН АрмССР *И. Г. Магакьян*, канд. геол.-мин. наук *Б. М. Меликсетян*, докт. техн. наук *Г. И. Тер-Степанян*, канд. геол.-мин. наук *К. Г. Ширинян.*

Ответственный секретарь *Э. С. Ростомова.*

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն՝
Երևան 19, Բարեկամության 24։

Адрес редакции:
Ереван 19, Барекамутян, 21

АЖС 409

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 5 том XXVII 1971

СОДЕРЖАНИЕ

Сергей Седракович Мкртчян 3

Г. А. Туманян. О характере и времени образования антикавказских (поперечных) дизъюнктивных и пликативных структур Ноемберянского района Армянской ССР 7

Э. В. Ананян, А. З. Алтунян, М. С. Азизбекян. Новые данные о структуре центральной части Гугарацких гор 19

В. Б. Сейранян. Эксплозивные рудокластические брекчии Ахтальского колчеданно-полиметаллического месторождения 25

О. П. Гуюмджян. Минеральный состав известковых скарнов бассейна р. Гехи . 35

А. А. Авакян, С. У. Вартанян, С. П. Саркисян. Поведение элементов-индикаторов медно-молибденового оруденения в зонах рассеянной минерализации Дастакертского месторождения 48

Г. П. Тамразян. Глобальные особенности Мирового океана 58

К. Ф. Орфаниди. Геохимическая деятельность подземных вод в условиях пластовой фильтрации 73

А. В. Арутюнян. Некоторые результаты исследований скоростей упругих волн в породах из офиолитовых поясов Армении при давлениях до 20 *кбар* . 83

Критика

Э. Х. Харазян. О генетических типах некоторых базальтов и андезито-базальтов Малого Кавказа 93

Юбилейные даты

Э. Г. Малхасян. Ученый, человек, друг 97

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ
ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ
ԳԻՏԱԿԱՆ
ՄԱՏԵՆԱԴԱՐԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 5 Հատոր XXVII 1974

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Սերգեյ Սեդրակի Մկրտչյան 3

Հ. Ա. Թումանյան. *Հայկական ՍՍՀ նոյեմբերյանի շրջանի անտիկովկասյան (լայնակի) տարածման խզումնային և ծալքավոր ստրուկտուրաների առաջացման բնույթի և ժամանակի մասին* 7

Է. Վ. Ականյան, Ա. Ջ. Ալթունյան, Մ. Ս. Ազիզբեկյան. *Նոր տվյալներ Գուգարաց լեռների կենտրոնական մասի ստրուկտուրայի վերաբերյալ* 19

Վ. Բ. Մկրտչյան. *Ախթալայի բազմամետաղային հանքավայրի էքսպլոզիվ հանքաբեկորային բրեկչիաները* 25

Հ. Գ. Գույումջյան. *Գեղի կեսի ավազանի կրային սկառների միներալային կազմը* . 35

Ա. Ա. Ավագյան, Ս. Ռ. Վարդանյան, Ս. Գ. Սարգսյան. *Պղինձ-մոլիբդենային հանքայնացման ինդիկատոր-տարրերի տարածման օրինաչափությունները Դաստակերտի հանքավայրում* 45

Դ. Գ. Թամրազյան. *Համաշխարհային օվկիանոսի գլորալ առանձնահատկությունները* 58

Կ. Ֆ. Օրֆանիդի. *Ստորերկրյա ջրերի գեոքիմիական գործունեություններ շերտային ֆիլտրացիայի պայմաններում* 73

Ա. Վ. Հարությունյան. *Հայաստանի օֆիոլիտային գոտիների ապարներում առաձգական ալիքների տարածման արագությունների ուսումնասիրությունների որոշ արդյունքներ մինչև 20 կբար ճնշման պայմաններում* 83

Վենապատություն

Է. Ա. Խաչապյան. *Փոքր Կովկասի որոշ բազալտների և անդեզիտա-բազալտների գենետիկ տիպերի մասին* 93

Հոբելյանական տարեթվեր

Է. Գ. Ղալիբասյան. *Դիտնականը, մարդը, բարեկամը* 97

Известия АН Армянской ССР. Науки о Земле. 5. 3—6. 1974

СЕРГЕЙ СЕДРАКОВИЧ МКРТЧЯН

26 августа 1974 г. геолопическая наука понесла большую утрату— скончался выдающийся ученый-геолог Армении, член КПСС с 1944 г., неутомимый исследователь геологического строения и минеральных ресурсов республики, академик АН Армянской ССР, доктор геолого-минералогических наук, профессор, лауреат Государственной премии, заслуженный деятель науки и техники, председатель республиканского общества по охране природы, директор Института геологических наук АН Армянской ССР — СЕРГЕЙ СЕДРАКОВИЧ МКРТЧЯН.

С. С. Мкртчян родился 24 августа 1911 года в гор. Ашхабаде в семье служащего (бухгалтера). С 1919 по 1928 гг. учился в Ашхабадской средней школе, по окончании которой поступил на горный факультет Азербайджанского политехнического института. Окончил институт в 1932 г. со званием горного инженера по геологоразведочной специальности и был направлен на работу в Закавказский геологический трест. С 1932 по 1947 гг. работал в Армянском геологическом управлении вначале (1932—1942 гг.) руководителем геологоразведочных партий и экспеди-

ций, а с 1943 г. по август 1947 года—главным инженером и заместителем начальника Геологического управления.

Первое геологическое крещение Сергей Седракович получает в горах Иджевана. С исключительной энергией и энтузиазмом приступил он к изучению геологического строения и полезных ископаемых этого интересного района. В дальнейшем под руководством С. Мкртчяна проводились геолого-съемочные, поисковые и разведочные работы в различных районах республики, направленные на выявление и оценку новых видов полезных ископаемых—создание надежной рудно-сырьевой базы для развивающейся промышленности республики. В период с 1933 по 1938 гг. им впервые подсчитаны запасы араратских травертинов—важного сырья для строившегося в Ереване комбината СК, каменной соли Нахичеванского и серного колчедана Чибухлинского месторождений, оценены и переданы под освоение промышленные запасы мрамора Арзаканского месторождения и др.

Полный творческих замыслов, в 1939 году С. Мкртчян приступает к систематическому изучению геологического строения и металлогении одного из сложно построенных регионов республики—Зангезурской рудоносной области. В результате детальных исследований Сергей Седракович создает для указанного района новую, отличающуюся от старой и научно обоснованную схему стратиграфии, тектоники и магматизма, являющуюся основой для выяснения особенностей его металлогении. К этому же времени относится открытие им в Зангезуре—районе уже считавшемся закартированным, нижнего и среднего палеозоя на месте верхнего мела. Эти новые данные легли в основу кандидатской диссертации С. Мкртчяна, блестяще защищенной им в 1946 году в Московском геологоразведочном институте.

Проведенные исследования позволили Сергею Седраковичу правильно подойти к оценке перспектив и разведке Каджаранского медно-молибденового месторождения, промышленные запасы которого явились базой для создания здесь крупного горнорудного предприятия союзного значения.

Руководитель работ по разведке Каджаранского месторождения, С. Мкртчян в 1943 году назначается главным инженером и заместителем начальника Армянского геологического управления. В этот период под его руководством проводятся работы по детальному изучению структуры Каджаранского рудного поля, выделению обогащенных зон, разведке и установлению масштабов оруденения, утверждению запасов. В 1945 году это уникальное месторождение передается под промышленное освоение. За эти работы С. С. Мкртчяну совместно с коллективом геологов в 1950 году было присуждено почетное звание лауреата Государственной премии.

Широка и многогранна научная деятельность С. С. Мкртчяна. Опубликованные им научные труды охватывают широкий круг вопросов во всех основных областях геологии: стратиграфии, тектоники, геологии рудных месторождений и металлогении Армении, которые сыграли важ-

ную роль в понимании истории геологического развития Малого Кавказа и сопредельных территорий.

В своей крупной монографии «Зангезурская рудоносная область Армянской ССР», представленной в 1953 году на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук и опубликованной в 1958 году, С. С. Мкртчян умело обобщил большой фактический материал и вскрыл основные закономерности условий образования и распределения месторождений полезных ископаемых в тесной связи со структурой, магматизмом и геологической историей развития области.

Проведенное С. С. Мкртчяном сопоставление месторождений Зангезура с другими мировыми месторождениями этого типа показывает его большую эрудицию в области изучения рудных месторождений.

Обширные, весьма плодотворные исследования проведены под руководством С. С. Мкртчяна в последние годы в Алавердском рудном районе.

Работы С. С. Мкртчяна охватывают, как указывалось, широкий круг вопросов и во всех основных областях геологии Армении ему принадлежат крупные и оригинальные исследования.

Плодотворная научно-теоретическая деятельность С. С. Мкртчяна в области геологии республики выразилась в расшифровке ряда дискуссионных теоретических вопросов по стратиграфии и тектонике Армении, а в области практической—в организации правильного направления разведочных работ.

Много нового внесли работы С. С. Мкртчяна в представление о сложной структуре Зангезурской рудоносной области; им установлена решающая роль Гиратахского разлома в разграничении двух областей Зангезура—Западной (Мегри-Сисианской) и Восточной (Кафанской) и показаны отличия этих областей в отношении геологической истории развития, строения, магматизма и металлогении.

Научные труды Сергея Седраковича получили широкое признание не только в нашей стране, но и за ее пределами. Он принимал активное участие в работе международных конгрессов: в 1964 году—в Индии, в 1968 году—в Чехословакии и в 1972 году—в Канаде, XXII, XXIII и XXIV сессий Международного геологического конгресса, в 1969 году—IX конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации в Будапеште, а в 1970 году—Международной конференции по истории геологии во Фрейберге (ГДР). На этих форумах С. Мкртчян успешно отстаивал интересы советской геологической науки.

В 1947 году Сергей Седракович переходит на работу в Институт геологических наук Академии наук Армянской ССР заведующим сектором полезных ископаемых, а в 1950 году назначается директором института.

В 1956 году С. Мкртчян избирается академиком Академии наук Армянской ССР. В 1961 году на него были возложены обязанности академика-секретаря АН Армянской ССР, а в марте 1963 года он был избран на эту должность и вновь переизбран в марте 1966 года.

В начале 1967 года общим собранием Академии С. С. Мкртчян избирается вице-президентом Академии наук Армянской ССР.

С. Мкртчян успешно сочетал научную и педагогическую деятельность с организационной работой. Вместе с руководимым им большим коллективом геологов Сергей Седракович принял непосредственное участие в составлении многотомника «Геология Армянской ССР» и редактировал его, руководил работой геолого-географической секции «Армянской советской энциклопедии», составил и редактировал геолого-структурную карту Армянской ССР и т. д. Он поддерживал живую и непосредственную творческую связь с производственными организациями республики.

Большие заслуги имел С. С. Мкртчян также в подготовке геологических кадров. Около 40 лет он успешно сочетал научно-исследовательскую работу с педагогической деятельностью в качестве профессора Ереванского государственного университета. В течение ряда лет Сергей Седракович являлся председателем Государственной экзаменационной комиссии Ереванского политехнического института.

Начиная с 1935 года С. С. Мкртчян на геологическом факультете университета бессменно читал курс лекций по исторической геологии и оценке месторождений полезных ископаемых. Многие из его студентов ныне являются высококвалифицированными специалистами—кандидатами и докторами наук, руководителями геологических организаций и горнорудных предприятий.

Плодотворная научно-педагогическая и общественная работа С. С. Мкртчяна неоднократно отмечалась Президиумом Академии наук Армянской ССР и вышестоящими организациями республики и Союза. В 1961 году ему присуждено почетное звание заслуженного деятеля науки и техники Армянской ССР.

За выдающиеся заслуги в области геологических исследований, выявление и передачу под освоение минерально-сырьевых ресурсов и подготовку геологических кадров С. С. Мкртчян был награжден орденами Трудового Красного Знамени, Красной Звезды, «Знак Почета», медалями и Почетной грамотой Верховного Совета Армянской ССР.

Родина высоко оценила вклад академика Академии наук Армянской ССР Сергея Седраковича Мкртчяна в претворение в жизнь планов восьмой пятилетки, наградив его орденом Ленина.

Жизнь и деятельность С. С. Мкртчяна являлись ярким примером честного служения Родине и народу, делу строительства коммунизма в нашей стране.

Светлая память о крупном ученом, отзывчивом товарище Сергее Седраковиче Мкртчяне надолго сохранится в сердцах тех, кто его знал.

Отделение наук о Земле
АН Арм. ССР
Институт геологических наук
АН Арм. ССР
Редакция журнала «Известия
АН Арм. ССР. Науки о Земле»

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 5, 7—18, 1974

УДК 551.242.03

Г. А. ТУМАНЯН

О ХАРАКТЕРЕ И ВРЕМЕНИ ОБРАЗОВАНИЯ АНТИКАВКАЗСКИХ (ПОПЕРЕЧНЫХ) ДИЗЪЮНКТИВНЫХ И ПЛИКАТИВНЫХ СТРУКТУР НОЕМБЕРЯНСКОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР

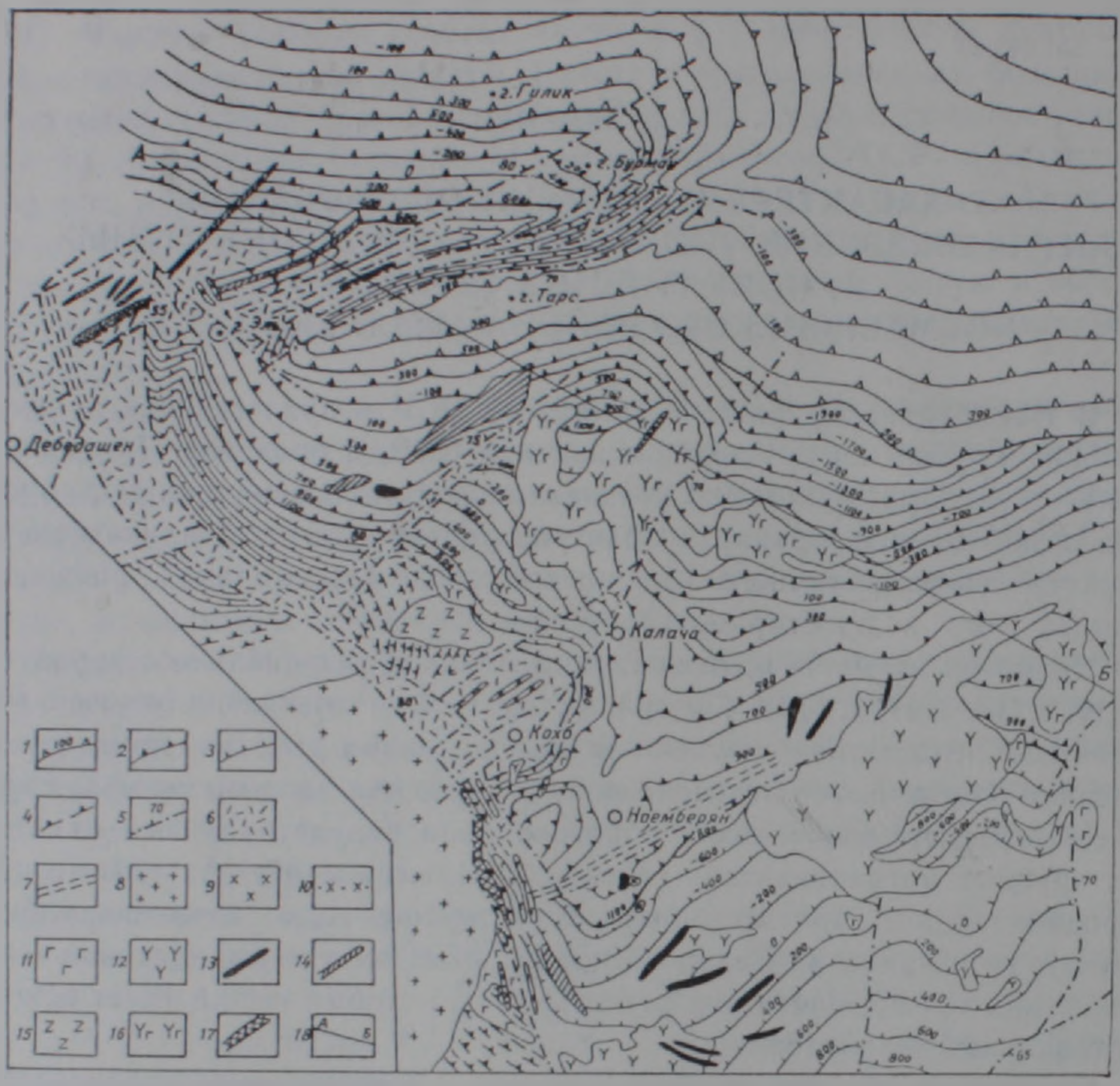
В Ноемберянском районе Армянской ССР и прилегающих к нему регионах Грузинской и Азербайджанской ССР, в пределах Предмалокавказского (Прикуринского) верхнемелового эвгеосинклинального прогиба нами выявлен и закартирован ряд дизъюнктивных и пликативных структур северо-восточного (антикавказского) простирания, расположенных косо к простиранию прогиба.

Несмотря на многочисленные исследования регионального характера [10, 8, 13, 3, 11, 1, 5, 12, 7 и др.], в структурном отношении отмеченный район еще недостаточно изучен. В перечисленных работах приводится описание оротектонических поясов, затрагиваются вопросы морфологии, палеогеографические условия образования и палеовулканизма отдельных крупных антикавказских структур (Иджеванский, Акстафинский, Кировабадский и др. прогибы). В последние годы антикавказским структурам в пределах Севано-Ширакской и Сомхето-Карабахской тектонических зон посвящен ряд работ [4, 7, 9], который также имеет общерегиональный характер.

С целью выяснения морфологических и генетических особенностей антикавказских структур, нами проведены специальные исследования в пределах Ноемберянского района, результаты которых изложены в настоящей статье.

В рассматриваемом регионе, на участке перехода Алавердской мегантиклинорной зоны к Куринской впадине, с северо-запада на юго-восток выделяются Дебедашенская синклинальная, Айрумская антиклинальная и Ноемберянская синклинальная структуры, которые разграничиваются разрывными нарушениями. Перечисленные структуры сложены верхнемеловыми отложениями и имеют северо-восточное простирание. Они в том же направлении периклинально погружаются под мощные кайнозойские отложения (около 8 км) Куринской впадины, в результате чего антиклинали периклинально замыкаются, а синклинали раскрываются, образуя таким образом моноклиналь северо-западного простирания, осложненную мелкими складками северо-восточного простирания (фиг. 1, 2).

В составе Дебедашенской синклинали с северо-запада на юго-восток выделяются структуры II порядка: Гиликская синклинальная, Бурманская антиклинальная и Тарская синклинальная складки. Последние две структуры разделяются мощной зоной развития пересекающих друг



Фиг. 1. Схематическая структурная карта позднемезозойских образований Ноемберянского района (составил Г. А. Туманян). Стратоизогипсы (1—4) по подошвам верхнего сенона (1), верхнего коньяка (2), верхнего мела (3) и верхней юры (4). Бергштрихи показывают направление погружения. 5) Разломы. 6) Зоны перемятых и раздробленных пород. 7) Зоны развития рассланцевания. Интрузивные, субинтрузивные, субвулканические и дайковые образования (8—17): 8) кварцевые диориты, гранодиориты; 9) граниты, плагиограниты; 10) гранодиорит-порфиры; 11) кварцевые диориты, диориты, габбро, габбро-диориты, диорит-порфириты; 12) андезитовые порфириты; 13) базальтовые и диабазовые порфириты, габбро-диабазы; 14) дацитовые порфиры; 15) андезито-дацитовые и дацитовые порфириты; 16) андезито-базальтовые порфириты; 17) вторичные кварциты. 18) Линия профиля, составленного на основе геологической карты.

друга разрывных нарушений. На северо-востоке территории, в районе горы Бурман, серия разрывных нарушений имеет субпараллельное (северо-восточное) простирание с падением преимущественно на юго-восточные румбы под углами 65—85°. Эта зона охватывает полосу шириной в 2,4—2,6 *км* (от приосевой части антиклинали до приосевой части синклинали) и прослеживается в юго-западном направлении до района горы Эль, слагая крылья отмеченных складчатых структур.

Фиг. 2. Геологический профиль по линии А—Б. 1. Кампан-маастрихт. Органогенные и глинистые известняки с прослоями мергелей; 2. Верхний сантон-нижний кампан. Глинистые и органогенные известняки, песчаники, туффиты, туфо-песчаники, фельзитовые туфы. 3. Нижний сантон. Органогенные известняки, песчаники, туфопесчаники, туффиты с перемежающимися прослоями гравелистых туфопесчаников и дацитовых туфов. 4. Верхний коньяк. Песчаники, гравелистые песчаники, известковые песчаники, песчанистые известняки, туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, конгломераты. 5. Верхний турон-нижний коньяк. Туфобрекчии, туфоконгломераты, туфы, туфопесчаники, песчаники, песчанистые известняки, известняки, конгломераты. 6. Сеноман. Песчаники, известковистые песчаники, песчанистые известняки, глинистые известняки, туфопесчаники, туфобрекчии, конгломераты. 7. Базальтовые и диабазовые порфириты. 8. Дацитовые порфиры. 9 Андезитовые порфириты. 10 Андезито-базальтовые порфириты. 11. Разрывные нарушения.

В последнем участке они пересекаются серией разрывных нарушений северо-западного простирания, с падением на северо-восточные румбы под углами от 30—40° до 80—90°. Здесь в результате замыкания Тарской синклинали сеноман-нижнеконьякские образования слагают крылья Гиликской синклинали и Айрумской антиклинали, которые в свою очередь разделяются вышеотмеченной системой разрывных нарушений. На этом участке частота проявления отдельных разрывных нарушений северо-западного простирания постепенно увеличивается и северо-восточнее поселка Дебедашен они переходят в мощную (1,5—2 *км*) зону развития разрывных нарушений того же простирания.

В полосе развития разрывных нарушений г. Эль—поселок Дебедашен вулканогенно-осадочные образования верхнего турона и нижнего коньяка сильно раздроблены, рассланцованы, перемяты, разбиты на отдельные блоки, разграниченные разрывными нарушениями и на больших площадях гидротермально сильно изменены с минерализацией медного колчедана, полиметаллов, железа и золота (Дебедашенское проявление). В полосе г. Эль—г. Бурман сенонские терригенно-вулканогенные и карбонатные отложения преимущественно подвергнуты упруго-вязким деформациям и в приразломных зонах гидротермально слабо изменены с образованием участков бентонитизированных агатоносных пород и редко с марганцевыми налетами, мощностью в 8—10 *м*, чаще 3—4 *м*.

По указанным системам разломов внедрены дайки базальтовых, андезито-базальтовых, андезитовых порфиритов, дацитовых и липарито-дацитовых порфиров, гранитов и плагиогранитов, а также интрузивные и субинтрузивные тела габбро-диоритов, диоритов, диорит-порфиритов, андезитовых порфиритов и дацитовых порфиров. В результате развития отмеченной системы разрывных нарушений северо-восточного простирания Тарская синклиналь, сложенная карбонатными отложениями верхнесенонского возраста, и Бурманская антиклиналь, сложенная терри-

генно-вулканогенными образованиями турон-нижнесенонского возраста, имеют асимметричное строение. Северо-западное крыло синклинали (юго-восточное крыло антиклинали) падает на юго-восточные румбы под углами 40—85°, чаще 70—80°, а юго-восточное крыло—на северо-западные румбы под углами 10—30°, чаще 15—20°. Породы северо-западного крыла Бурманской антиклинали падают на северо-запад под углом 10—25°. В пределах Тарской синклинали довольно отчетливо выделяются участки поперечного изгибания (сжимающие усилия направлены перпендикулярно слоистости пород) и нагнетания (сжимающие усилия направлены параллельно слоистости пород). Так, например, ритмично чередующиеся слои фельзитовых туфов, туффитов, туфопесчаников и органогенных известняков верхнего сантона-нижнего кампана и известняки с прослоями хрупких мергелей верхнего кампана-маастрихта, падающие на северо-западные румбы под углами 15—20° и слагающие юго-восточное крыло синклинали, вблизи вышеуказанного разлома, в результате поперечного изгибания и пересечения многочисленными трещинами сколового характера, постепенно наращивают крутизну углов падения от 15—20° до 35—40° и разрывным нарушением резко изогнуты под острым углом с увеличением углов падения до 50—60° (фиг. 1, 2). При этом изгибание и наращивание крутизны углов падения слоев сопровождается разламыванием пород по трещинам и разломам, с довольно резким изменением азимутов падения пород от северо-западных до юго-восточных, образованием участка замыкания синклинали и, в результате пересечения поперечными разломами, образованием горсто-образно-приподнятых блоков.

Далее в северо-восточном направлении, по-видимому, в результате подвижек примерно параллельно напластованию пород (нагнетания) комплексы пород, разграниченные разрывными нарушениями и слагающие северо-западное крыло синклинали, перемещены в том же направлении с наращиванием углов падения до 80—85° (фиг. 3, 4) и образованием межпластовых подвижек, растягивающих и сжимающих усилий. Здесь, в результате развития неравномерного упруго-вязкого течения слоев и боковых сжимающих усилий, породы сильно деформированы, пересечены поперечными трещинами с образованием будинажа, уменьшением мощности, разрыва и тектонического контакта между отложениями кампана и верхнего коньяка. При этом, вблизи указанного разлома, в карбонатных отложениях кампана наблюдается чередование участков с выполаживанием слоев до 5° и с увеличением крутизны углов падения до 35—40°. Местами вдоль разлома в результате активизации усилий, направленных перпендикулярно слоистости пород, образуются гофрированные участки.

Причинами описанных неоднородных деформаций можно считать наличие пород, з различной степени вязких и жестких, а также непрерывное изменение соотношений усилий, направленных перпендикулярно и параллельно напластованию пород при значительном преобладании последних.

Являясь менее вязкими, пачки фельзитовых туфов и туффит-туфо-

песчаников с перемежающимися слоями органогенных известняков, в результате превосходства усилий над пределом их упругой деформации, сильно растягивались с образованием разрыва.

Описанные пачки пород с близвертикальным падением, разграниченные разрывными нарушениями и слагающие северо-западное крыло Тарской синклинали, прослеживаются до района горы Бурман, где в результате активизации сжимающих усилий, направленных перпендикулярно слоистости, сильно гофрированы с образованием мелких складок и разрывов (фиг. 1). Далее в том же направлении на участке распространения верхних горизонтов верхнесенонских карбонатных отложений описанные выше разрывные нарушения фиксируются в виде пластических деформаций и происходит выполаживание слоев от 70—80° до 15—20°, а также изменение азимутов падения от юго-восточных к северо-восточным, а затем к северо-западным. Таким образом они слагают периклинальную часть Бурманской антиклинали.

В отличие от вышеописанных, терригенно-вулканогенные образования турона и нижнего сенона в зоне развития вышеуказанных разломов значительно меньше подвергнуты пластическим деформациям и преимущественно раздроблены, брекчированы и рассланцованы с образованием милонитов. Они широко развиты в полосе г. Эль—пос. Дебедашен, где происходит замыкание отмеченной синклинали. В юго-западном направлении постепенно увеличиваются углы падения и эти породы вместе с вышеописанными разрывными нарушениями северо-восточного простирания пересечены Дебедашен-Кохбской системой разрывных нарушений северо-западного простирания. На этом участке они слагают мелкие, узкие, с крутопадающими крыльями пликативные структуры также северо-западного простирания.

Тарская синклинальная и Айрумская антиклинальная структуры также разделяются разрывными нарушениями северо-восточного простирания; последние в отличие от вышеописанных нарушений в приразломных зонах сопровождаются значительно менее деформированными и слабо гидротермально-измененными породами и преимущественно имеют сколовый характер.

На северо-востоке, в районе распространения карбонатных отложений верхнесенонского возраста, отмеченный разлом также полностью переходит в пластические деформации, при этом слои изгибаются с изменением азимутов падения пород от северо-востока к юго-западу (юго-восточное крыло Тарской синклинали).

В юго-западном направлении, на участках распространения терригенных и терригенно-вулканогенных образований нижнего сенона и турона, степень пластической деформации пород постепенно уменьшается, сопровождаясь увеличением амплитуды смещения. Далее в том же направлении с постепенным увеличением углов падения вмещающих пород от 10—20° до 50—60° они прослеживаются до района пос. Айрум, где пересекаются Дебедашен-Кохбской системой разрывных нарушений. В последнем пункте карбонатно-терригенные отложения сеномана в при-

Фиг. 3. Разграниченные разрывными нарушениями (1) туффит-туфопесчаники с прослоями розоватых органогенных известняков верхнего сантона-нижнего кампана (2) перемещены горизонтально в контактовой полосе известняков верхнего кампана (3) и вулканогенно-осадочных образований верхнего турона-нижнего коньяка (4).

разломных зонах сильно рассланцованы, брекчированы, раздроблены и падают на северо-восток под углами 50—60°. Здесь наблюдаются зеркала скольжения с близгоризонтально расположенными бороздками.

Следующее тектоническое нарушение разрывного характера, проходя через сс. Кохб и Калача в северо-восточном направлении до района г. Кяклик, разграничивает Айрумскую антиклинальную и Ноемберянскую синклинальную складки; азимут падения на юго-восточные румбы под углами 50—70°. Зона разлома выражена гидротермально измененными, окварцованными породами, местами вторичными кварцитами.

В юго-западной части, в районе сс. Кохб и Калача, по этому разлому отложения сеномана и турона—нижнего коньяка Айрумской антиклинальной зоны, падающие на северо-восток, приведены в контакт с верхнеконьякскими образованиями Ноемберянской синклинали, падающими на юго-восток. При этом последние непосредственно юго-восточнее села Кохб трансгрессивно, с конгломератами в основании, перекрывают сильно раздробленные, гидротермально измененные, окварцованные породы с сульфидной минерализацией, по-видимому, верхнеюрского возраста. На описанном участке минимальная амплитуда смещения по указанному разлому исчисляется примерно 1500 *м* (фиг. 1, 2); эти цифры в северо-восточном направлении постепенно уменьшаются и в районе распространения верхнеэоценских карбонатных отложений разлом затухает. Это явление сопровождается довольно быстрым сокраще-

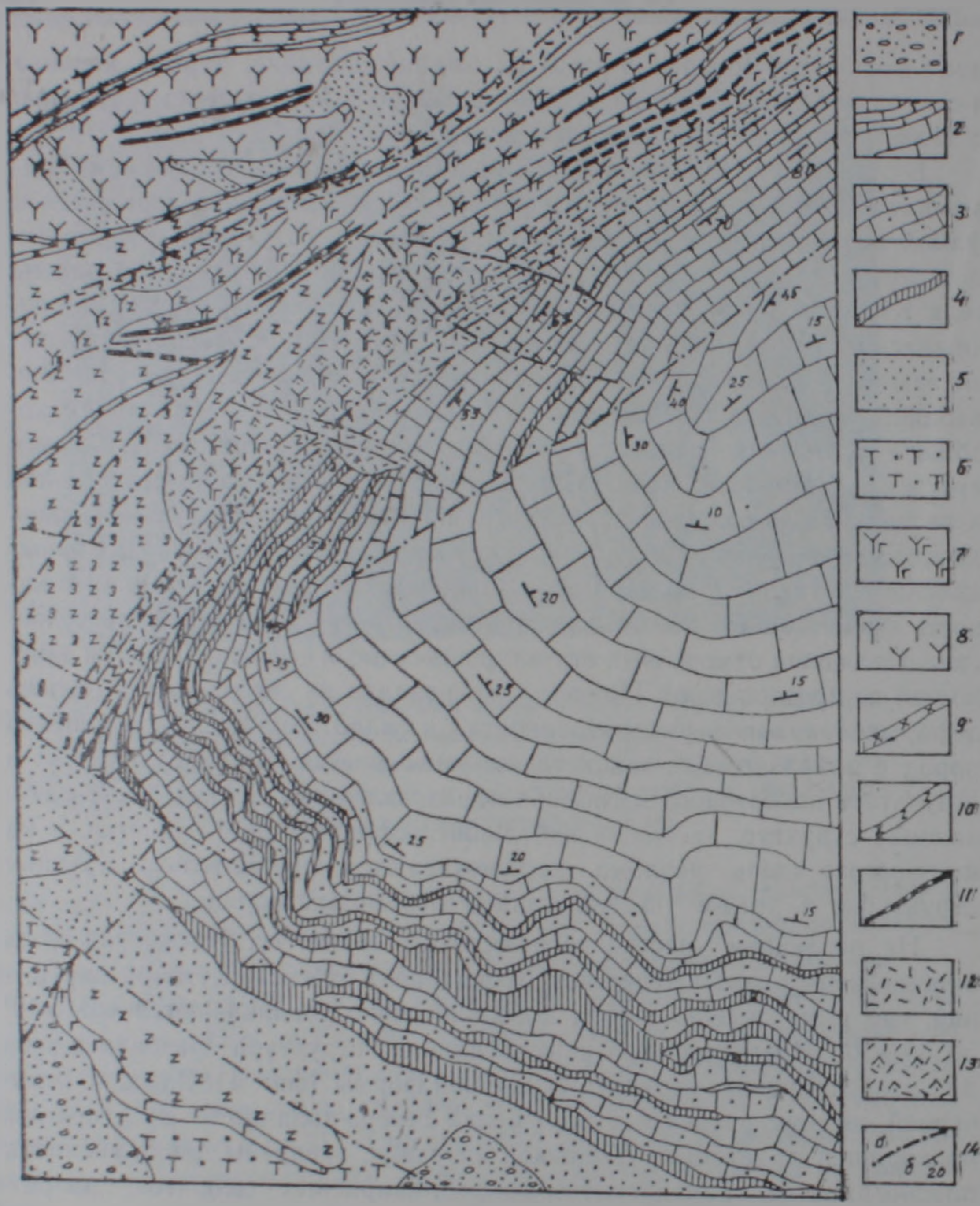
вием мощностей (около 1,5 раза) отложений сеномана, турона, коньяка и сантонского возраста в Айрумской антиклинальной зоне по сравнению с Ноемберянской синклинальной зоной (фиг. 2).

В отличие от Ноемберянской синклинали, в присводовой части Шаваршаванской антиклинали, отмеченные выше изменения мощностей и фаций верхнемеловых отложений, в результате отсутствия разрывных нарушений, выражены наглядно с постепенными переходами. В районе села Кямарлы органогенные известняки, песчаники и туфопесчаники нижнесантонского возраста, мощностью в 900—1000 *м* с отдельными горизонтами туфов и туфобрекчий дацитового состава, мощностью в 15—20 *м*, входящие в состав Ноемберянской синклинальной зоны, в результате общего уменьшения мощности разреза, выклинивания отмеченных пачек туфов и туфобрекчий, а также сокращения мощностей пачек известняков и песчаников, фациально переходят в пачку органогенных известняков, мощностью в 200—250 *м*, слагающую уже присводовую часть Шаваршаванского антиклинория. При этом уменьшается также суммарная мощность органогенных известняков, примерно, в 2—2,5 раза. Верхнесенонские отложения отмеченных структур заметных изменений фаций и мощностей не претерпевают. Причем, с юго-запада на северо-восток степень деформированности, раздробленности и гидротермального изменения пород в приразломных зонах также уменьшается. На северо-востоке в результате поперечного изгибания образовался ряд мелких быстрозатухающих структур, а также небольшие гофрированные участки, а на юго-востоке вдоль разлома прослеживаются сравнительно крупные структуры, а также участки сильно перемятых пород.

На последнем участке, юго-восточнее линии сс. Ноемберян-Кохб, описываемый разлом пересечен Дебедашен-Кохбской системой нарушений, где углы падения пород довольно резко увеличиваются—от 5-10° до 60—70°. Ноемберянская синклинальная структура разбивается на ряд второстепенных структур сундучной формы (фиг. 1). Здесь по отмеченной системе разрывных нарушений северо-западного простирания, проходящей по контакту Кохбской интрузии, внедрены дайки гранитов, плагиогранитов, гранодиорит-порфиров, кварцевых диоритов, диорит-порфиритов, андезитовых, андезито-дацитовых порфиритов.

Таким образом, складчатые структуры, сложенные в основном верхнемеловыми отложениями и разграниченные разрывными нарушениями северо-восточного простирания, в районе Алавердской антиклинорной зоны пересечены Дебедашен-Кохбской системой разрывных нарушений северо-западного простирания и образуют крупный тектонический блок, северную границу которого, в результате погружения его под кайнозойские отложения Куринской впадины, пока невозможно выделить.

Южная граница, проходящая по отмеченной системе разрывных нарушений, прослеживается от верхних течений р. Улханы (левый приток р. Воскепар) по северо-восточному контакту Кохбской интрузии (южнее линии Кохб-Ноемберян) до поселка Айрум. После погружения под со-



Фиг. 4. Геологическая карта района г. Эль (составил Г. А. Туманян) 1. Делювиально-пролювиальные образования. 2. Кампан-маастрихт. Органогенные и глинистые известняки с прослоями мергелей. 3—4. Верхний сантон-нижний кампан. 3. Глинистые и органогенные известняки. песчаники, туфопесчаники, туфоалевролиты. 4. Туффиты-туфопесчаники, фельзитовые туфы с прослоями туфоалевролитов. 5. Нижний сантон. Мелко- и среднезернистые песчаники, туфопесчаники с прослоями известковых песчаников. 6. Верхний коньяк. Гравелистые песчаники и туфопесчаники, туфоконгломераты, лавобрекчии, конгломераты с прослоями известковистых песчаников и известняков. 7. Верхний турон-нижний коньяк. Туфобрекчии, туфоконгломераты, лавобрекчии, туфы, туфопесчаники. 8. Дайки и субвулканические интрузии андезитовых порфиритов. 9. Дайки гранитов и плагиогранит-порфиров. 10. Дайки и субвулканические интрузии дацитовых порфиров. 11. Дайки базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов. 12. Нацело гидротермально-измененные породы. 13. Сильно брекчированные слабо гидротермально измененные породы. 14. Разломы (а), элементы залегания пород (б).

временные отложения долины реки Дебед она вновь обнажается северо-восточнее поселка Дебедашен. Вдоль этой границы прослеживается мощная зона развития узких пликативных структур, раздробленных, сильно перемятых и гидротермально измененных пород, причиной образования которых, по всей вероятности, являются сжимающие усилия, направленные перпендикулярно простиранию разлома (близгоризонтально) и развитие поперечного изгибания слоев. Причем, Дебедашен-Кохбская система разрывных нарушений, в плане очерчивая дугу, примерно повторяет морфологию вышеописанных антикавказских структур с падением на восток-северо-восточные румбы (50—90°) под углами 50—80°, чаще 60° и на участках, соответствующих синклинальным зонам, наблюдается более интенсивно выраженное поперечное изгибание пород и смещение зоны разлома в юго-западном направлении.

В результате анализа вышеизложенного фактического и прилагаемого графического материала, можно прийти к выводу, что описываемый блок, в результате тектонических движений и наличия литологически разнородных пород, подвергнут неоднородным деформациям и разделен на ряд сравнительно мелких блоков-складчатых структур антикавказского (северо-восточного) простирания. В сравнительно пластичных породах верхнего сенона (известняки и мергели), разграниченных разрывными нарушениями, в результате перемещения в близгоризонтальном направлении с образованием растягивающих и сжимающих усилий вдоль напластования пород и перпендикулярно к ним, происходили упруго-вязкие течения с уплощением в вертикальном направлении и утончением в горизонтальном направлении. При этом на участках наиболее активно выраженных тектонических движений образовались сильно растяженные, местами рассланцованные породы с близвертикальным падением. Этим путем сформировалась Тарская синклинальная структура, которая в юго-западном направлении, в результате перехода деформаций упруго-вязкого характера в разрывные, замыкается. Причем, по-видимому, в результате перемещения юго-восточного борта Дебедашен-Бурманской системы разрывных нарушений в юго-западном направлении вышеотмеченные неоднородные деформации активно развиваются в пределах северо-западного крыла Тарской синклинали. Эти подвижки сдвиго-взбросового характера в Алавердской антиклинорной зоне, характеризующейся несравненно более жесткими породами юрского возраста, образуют мощную зону дробления и по Дебедашен-Кохбской системе разрывных нарушений переходят, в основном, во взбросовые подвижки. В отличие от вышеотмеченной, Ноемберянская синклинальная структура образовалась в результате интенсивного прогибания и близгоризонтальных подвижек по разломам. Последние, представленные сбросо-сдвигами, имеют длительное развитие и активно контролировали осадконакопление в турон-нижнесенонское время. Сокращение мощностей в антиклинальных зонах также говорит о длительном развитии вышеописанных пликативных структур.

Таким образом, из всего вышеизложенного следует, что описывае-

мые антикавказские складчатые структуры развивались длительно, и в их развитии можно выделить, в основном, конседиментационный и орогенный этапы.

Первый этап охватывает сеноман-нижнесенонское время, когда отмеченные структуры формировались одновременно с седиментацией в условиях общего неравномерного прогибания эвгеосинклинали. В это время образовались Ноемберянская и Дебедашенская синклинальные впадины и разделяющее их Айрумское антиклинальное поднятие с разграничивающими сбросовыми разрывными нарушениями. При этом, в предверхнеконьякское время, по-видимому, в результате оживления сдвиговых подвижек образовались раздробленные и перемятые участки, на которых трансгрессивно залегают отложения верхнего коньяка.

После стабилизации тектонических движений и равномерного прогибания эвгеосинклинали, а также компенсации указанных синклинальных впадин осадками, происходит обширная трансгрессия верхнесенонского моря и образуются фациально выдержанные карбонатные отложения кампан-маастрихтского возраста. В позднем сеноне происходит консолидация прогиба, регрессия верхнесенонского моря, в результате чего образовались глинисто-карбонатные отложения дат-палеоценового возраста, характерные для лагунного режима осадконакопления.

В это время, соответствующее орогенному этапу развития эвгеосинклинали, тектонические подвижки близгоризонтального направления сильно преобладали. Они были направлены с север-северо-востока на юг-юго-запад и во фронтальной части отмеченного тектонического блока образовалась Дебедашен-Кохбская система разрывных нарушений на месте бортовой флексурной полосы Предмалокавказского верхнемелового эвгеосинклинального прогиба. Внутри этого блока в результате неравномерных подвижек сдвиго-взбросового характера по описанным выше разрывным нарушениям северо-восточного простирания, заложенным в предыдущем этапе, образовался ряд складчатых структур того же простирания, среди которых Тарская синклиналь по степени дислокации и генетическим особенностям занимает аномальное положение. Разграниченная с двух сторон разрывными нарушениями и имеющая асимметричное строение, она образовалась в результате подвижек, в основном, сдвигового характера на стыке длительно развивающихся конседиментационных Айрумской антиклинали и Дебедашенской синклинали, разбивая, таким образом, их на ряд более мелких асимметричных пликативных структур.

Верхняя возрастная граница образования этих структур определяется, исходя из следующих данных: 1) описанные структурные элементы, как и принимается почти всеми исследователями, в результате интенсивного прогибания и образования Куринской впадины в послеверхнемеловое время плавно и флексурообразно погружаются под кайнозойские отложения. При этом, по данным В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова [14], «рубеж мела и палеогена явился одним из переломных моментов в геологическом развитии Кавказа. Он ознаменовался значительной ре-

грессией, резко сократившей площадь зон осадконакопления. Непрерывное существование морского режима отмечается лишь в осевых зонах наиболее глубоких геосинклинальных прогибов. В Куринской депрессии такая преемственность наблюдается в частных прогибах...» Далее указанные авторы отмечают, что «вместе с тем даже на участках постепенного перехода от мела к палеогену с этим рубежом связано изменение литофаций, указывающее на уменьшение глубины бассейна и увеличение притока терригенного материала». При этом «по бортам Куринской впадины датский ярус и палеоген выпадают из разреза, и отложения эоцена непосредственно ложатся на породы сенона или турона, начинаясь более или менее грубым конгломератом».

2) На южном крыле Алавердской антиклинорной зоны среднеэоценовые отложения резко трансгрессивно залегают на верхнемеловых, верхнеюрских и среднеюрских отложениях, перекрывая различные структурные зоны. Причем, в бассейне верхнего течения р. Хачахпюр известняки верхнеюрского и верхнесенонского возрастов находятся в тектоническом контакте. Эти отложения и зона разлома с угловым и азимутальным несогласием перекрываются базальными конгломератами среднего эоцена. Здесь на отдельных участках отмеченными конгломератами заполнены небольшие овраги и другие отрицательные элементы древнего рельефа.

Ко всему вышеизложенному можно добавить также, что описанные дизъюнктивные структуры сопровождаются характерной для верхнемелового периода минерализацией агата, марганца и образованием бентонитовых глин. Так, в районе Саригюхского месторождения агата и бентонитовых глин и Саталмышского проявления марганца, где наблюдаются активно выраженные процессы бентонитизации на обширных площадях, среднеэоценовые вулканогенные образования среднего и основного состава и терригенные отложения совершенно не затронуты вторичными изменениями.

Эти данные говорят о наличии активно выраженных тектонических движений и перерыве в осадконакоплении в период между верхним мелом и эоценом, которые соответствуют орогенному этапу развития Предмалокавказского прогиба.

Управление геологии
Совета Министров Армянской ССР

Поступила 26.VII 1973.

Հ. Ա. ԹՈՒՄԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՆՈՅԵՄԲԵՐՅԱՆԻ ՇՐՋԱՆԻ ԱՆՏԻԿՈՎԿԱՍՅԱՆ (ԼԱՅՆԱԿԻ) ՏԱՐԱԾՄԱՆ ԽԶՈՒՄՆԱՅԻՆ ԵՎ ԾԱԼՔԱՎՈՐ ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՆԵՐԻ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ԲՆՈՒՅԹԻ ԵՎ ԺԱՄԱՆԱԿԻ ՄԱՍԻՆ

Ամփոփում

Հայկական ՍՍՀ Նոյեմբերյանի և նրան կից Վրացական և Ադրբեջանական ՍՍՀ-ների շրջաններում նախափոքրկովկասյան հյուսիս-արևմտյան տարած-

ՀՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ ԳՐԱԴԱՐԱՆ

ман ճկվածքի սահմաններում մեր կողմից հայտնաբերվել և քարտեզագրվ
ևն հյուսիս-արևելյան տարածման (լայնակի կամ անտիկովկասյան) մի շար
խզումնային և ծալքավոր ստրուկտուրաներ, որոնք կազմում են մեկ բնդհա
նուր տեկտոնական բլոկ և խորհրդանշվում են Քուռի ճկվածքի մոտ 8 կմ հզո
րություն ունեցող կայնոզոյան հասակի ապարների տակ:

Նշված անտիկովկասյան ծալքավոր և խզումնային ստրուկտուրաներ
ճկվածման ընթացքում հիմնականում ստորադասվում է կոնսեդիմենտա
ցիոն և օրոգեն ժամանակաշրջանների: Սենոման—ստորին սենոնի կոնսեդի
մենտացիոն ժամանակաշրջանում նրանք առաջացել են երկրի կեղևի անհա
վասարաչափ ճկման հետևանքով:

Վերին կավճի և պալեոգենի միջև ընկած ժամանակաշրջանում (օրոգե
նեզ) հյուսիս-արևելքից դեպի հարավ-արևմուտք ուղղությամբ ազդող ու
ժերի հետևանքով առաջացել են մի շարք ծալքավոր ստրուկտուրաներ (նույն
պես հյուսիս-արևելյան տարածման), որոնք հաճախ սահմանակցվում և
կողաշարժային տիպի խզումնային խախտումներով և, բարդեցնելով վեր
նշված կոնսեդիմենտացիոն ստրուկտուրաները, ձևավորվում են որպես սինե
լինորային և անտիկլինորային ստրուկտուրաներ:

ЛИТЕРАТУРА

1. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
2. *Ажгирей Г. Д.* Структурная геология. Изд-во МГУ, 1936.
3. *Варданянц Л. А.* Тектоническая карта Кавказа в м-бе 1:1 000 000 (объяснительная записка). Гос. Научн. техн. изд-во литер. по геолог. и охране недр., 1955.
4. *Волчанская И. К., Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Саркисян О. А., Фаворская М. А.* Блоковое строение северо-западной части Армении и особенности размещения магматических рудных проявлений. Сов. геол., № 9, 1971.
5. *Габриелян А. А.* Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван. 1959.
6. *Гзовский М. В.* Тектонофизика и проблемы структурной геологии. Сб. докл. Совет. геол. на XXI сессии Международного конгресса. Изд-во АН СССР. 1960.
7. *Джрбашян Р. Т., Елисеева О. П., Мнацаканян А. Х., Острожкова А. С., Фаворская М. А.* Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. «Наука», 1968.
8. *Леонтьев Л. Н.* Тектоническое строение и история геотектонического развития М Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геолог., т. XXIV, ч. 4, 1949.
9. *Мидян А. Г.* Роль метаморфического фундамента Малого Кавказа в формировании и размещении рудных месторождений и проявлений. Научные труды НИГМИ, вып. IX, 1973.
10. *Паффенгольц К. Н.* Армутлы-Кульп. Геологический очерк междуречья среднего и нижнего течения рр. Дебед-чай и Акстафа-чай. Тр. Всесоюз. геолог. разв. объединения, вып. 219. 1934.
11. *Ренгартен В. П.* Палеогеография мелового периода в М. Кавказе. Тр. совещ. по тектонике Альпийской геосинклинальной области юга СССР, Баку. 1956.
12. *Сатиан М. А.* Очерк литологии меловых отложений Северной Армении и палеогеографических условий их накопления. Изд-во АН Арм. ССР, сер. геолог. и географ. наук, т. XII, № 3, 1959.
13. *Тихомиров В. В.* Малый Кавказ в верхнемеловое время (основные типы отложений и условия их образования). Тр. инст. геолог. наук, вып. 123. изд-во АН СССР, сер. геол., № 44, 1950.
14. *Хаин В. Е., Шарданов А. Н.* Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1952.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 5, 19—24, 1974

УДК 551-24

Э. В. АНАНЯН, А. З. АЛТУНЯН, М. С. АЗИЗБЕКЯН

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ГУГАРАЦКИХ ГОР

Исследуемая территория входит в состав Сомхето-Кафанского комплекса Малого Кавказа [2], охватывающего северные и сезеро-восточные части территории Армянской ССР, а по тектонической схеме А. Т. Асланяна [1]—в состав Алавердской (Сомхето-Карабахской) мегаантиклинальной зоны.

До настоящего времени бытовало мнение [1, 2 и др.], что на территории междуречья Дебед и Агстев вырисовывается крупная подковообразная антиклинорная структура, осложненная рядом мелких структур.

По данным Н. Р. Азаряна это антиклинорное сооружение имеет близширотное, северо-восточное простирание и сложено среднеюрскими, верхнеюрскими, меловыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, а также вулканогенно-обломочными и нормально-осадочными образованиями среднего эоцена.

Нижние горизонты среднеюрских образований, представленные породами дебедской свиты, обнажаются в каньоне р. Дебед. Породы кошабердской свиты обнажаются в ущельях рр. Дебед и Воскепар (Аксибара).

В результате проведенных нами исследований получены новые факты, которые вносят изменения в представлении о характере складчатых нарушений центральной части Гугарацких гор[1].

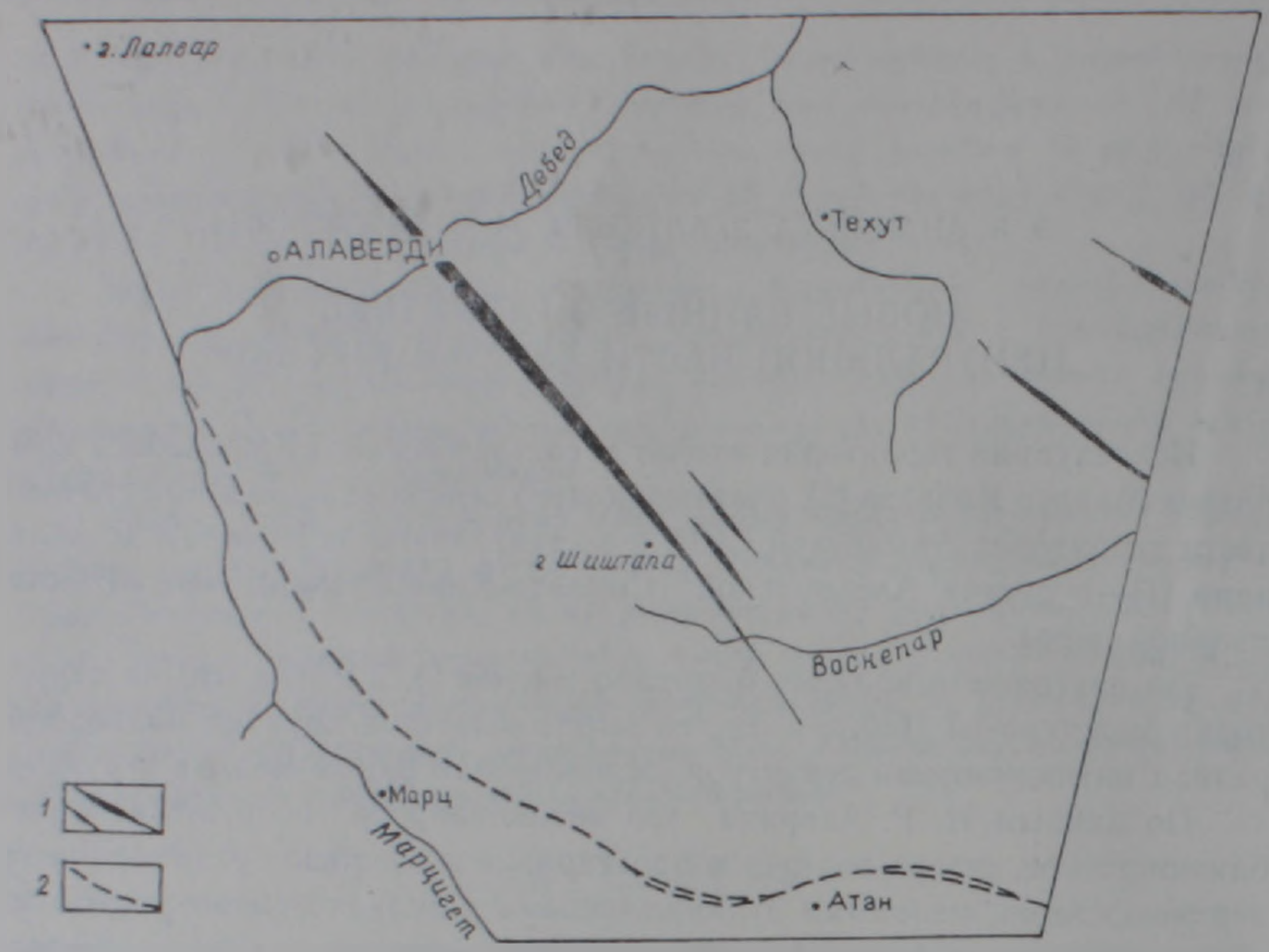
В пределах центральной части Гугарацких гор выступает крупная Алавердская брахиантиклинальная структура северо-западного простирания (фиг. 1).

Ось брахиантиклинали простирается по линии северо-восточнее вершины г. Шиш-тапа, с. Цахкашат, с. Ахпат и г. Кызыл-даш и погружается в районе Уч-Килисинского месторождения. Наиболее приподнятая часть оси указанной брахиантиклинали находится в районе между сс. Ахпат и Цахкашат.

На территории междуречья Дебед и Агстев выступают центральная и юго-восточная части упомянутой брахиантиклинальной складки. Северо-западное периклинальное погружение складки попадает, в основном, на левобережье р. Дебед. Морфологически структура брахиформная с наиболее сложным северо-восточным и сравнительно ненарушенным юго-западным крыльями. Юго-западное крыло складки неполное, ввиду ограниченности его размаха—оно срезается зоной Са-

---

[1] Вопрос разрывных нарушений будет освещен в отдельной статье.



Фиг. 1. 1. Оси главной и вторичных антиклинальных складок. 2. Зона Санаин-Лалварского разлома.

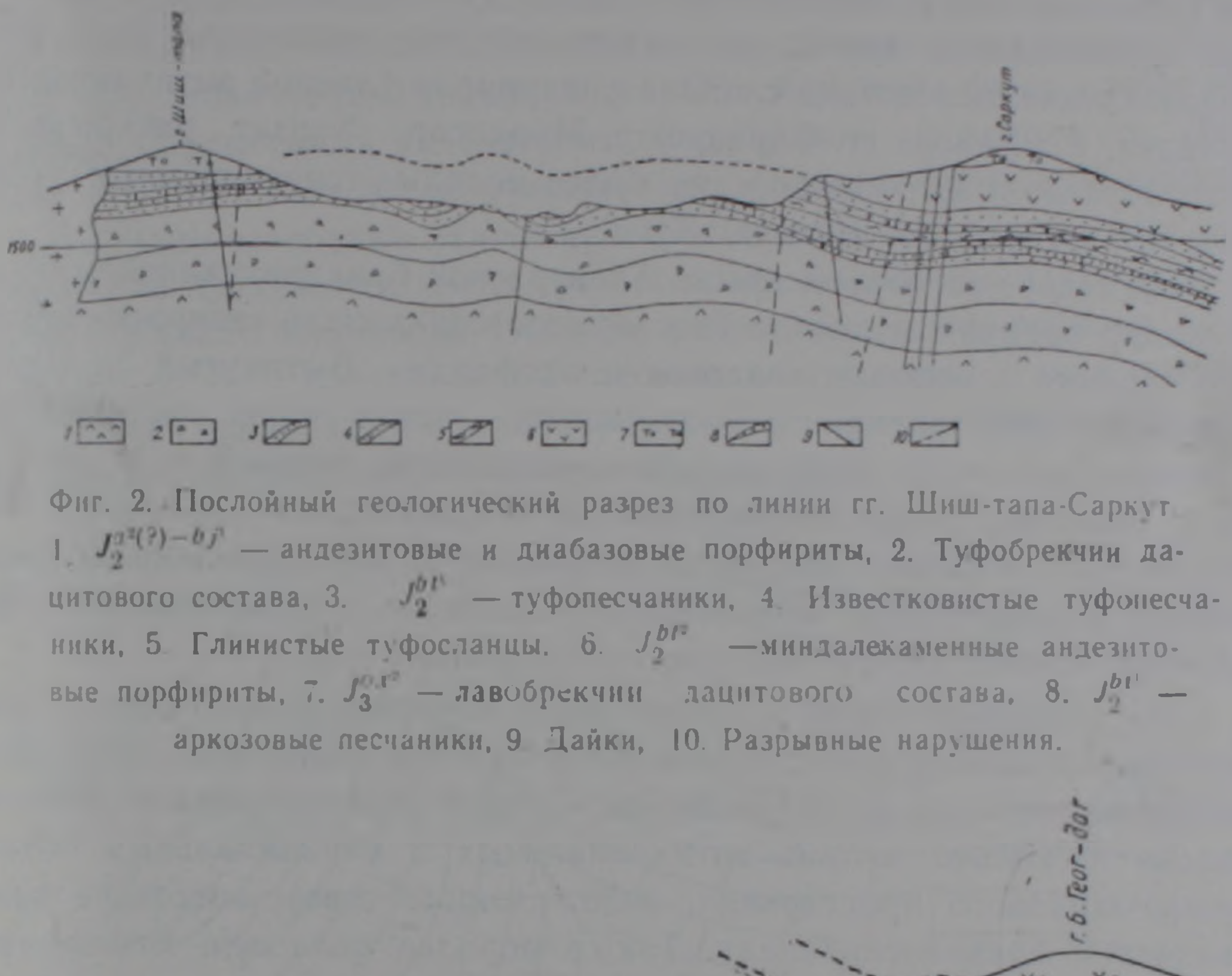
наин-Лалварского разлома глубокого заложения. Здесь обнажаются, в основном, нижние горизонты среднеюрской серии пород, углы падения которых на присводовых частях юго-западного крыла, в районе вершины г. Шиш-тапа, колеблются в пределах 5—10°. К юго-западу падение слоев пород не превышает 20°. Более детальное расчленение мелких структур не представляется возможным, ввиду отсутствия осадочных образований на юго-западном крыле складки. Однако, в среднем течении р. Чайкошан зафиксирована мелкая синклинальная складка близширотного простирания, которая обусловлена внедрением мелких интрузивных тел в нижне-среднебатские вулканогенно-осадочные образования. Следует отметить, что такие мелкие складки нами наблюдались также и в других частях брахиантиклинали, в частности на северо-восточном крыле и юго-восточной ее периклинали.

В районе с. Акнер, в породах кошабердской свиты, падение слоев юго-западное под углом 20—25°, в райсне левого притока р. Шнох—северо-восточное — 20—25°.

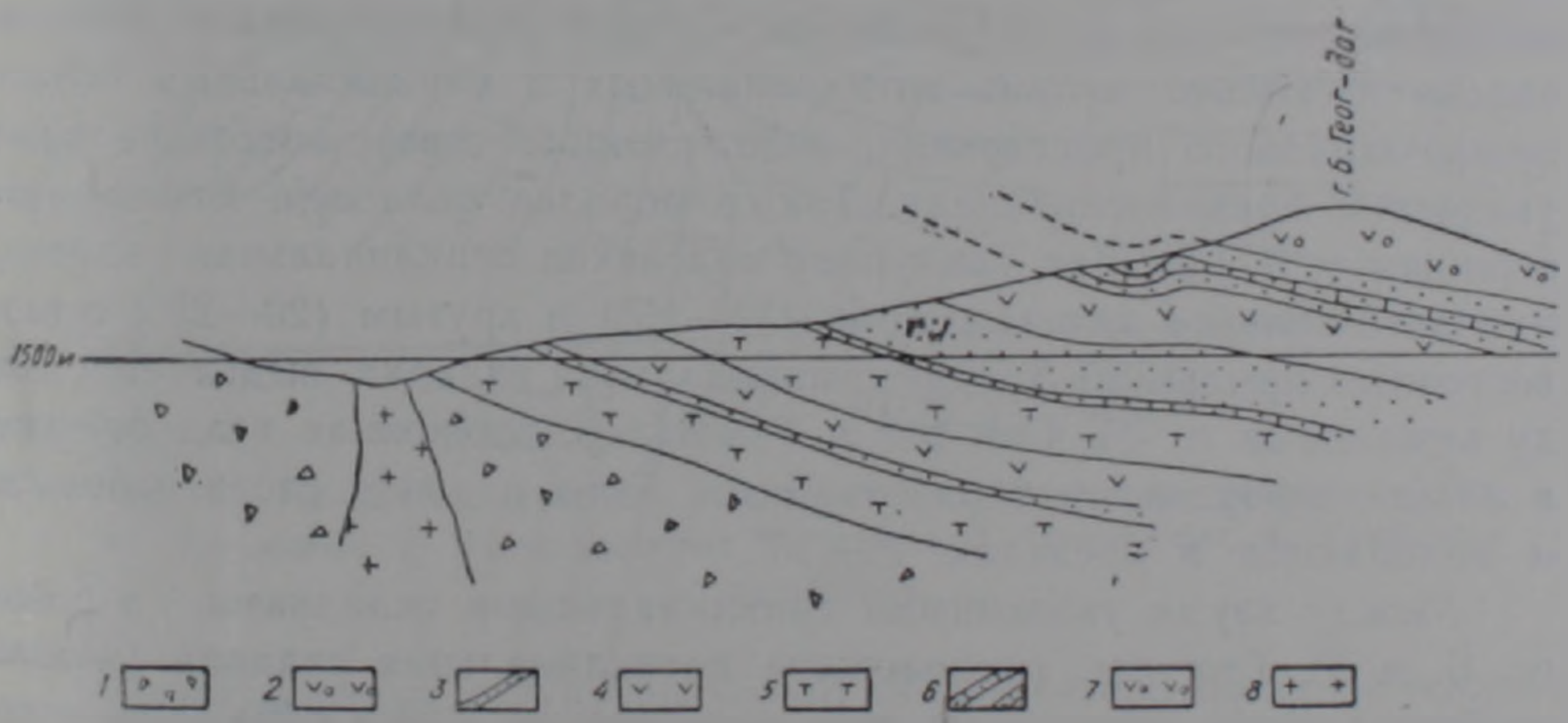
В районе с. Цаккашат наблюдаются некоторые изменения простирания и падения слоев пород средней юры до широтного и северо-восточного (район лес. Ахнидзор). Это явление объясняется наличием здесь довольно крупной зоны разрывного нарушения.

Северо-восточное крыло Алавердской брахиантиклинали занимает большую площадь по сравнению с другими частями структуры. Здесь обнажаются породы средней и верхней юры, а также мела (верхний

коньяк). Это крыло наиболее крутое—падение слоев колеблется в пределах от 10 до 35°. Местами наблюдаются местные осложнения с углами падений слоев на крыльях складок до 50° (фиг. 2, 3). Эта мелкая складчатость хорошо фиксируется, в особенности, в нижнебатских осадочных образованиях.



Фиг. 2. Послойный геологический разрез по линии гг. Шиш-тапа-Саркут
1. $J_2^{a^2(?)-bj^1}$ — андезитовые и диабазовые порфириты, 2. Туфобрекчии дацитового состава, 3. $J_2^{bt^2}$ — туфопесчаники, 4. Известковистые туфопесчаники, 5. Глинистые туфосланцы. 6. $J_2^{bt^2}$ —миндалекаменные андезитовые порфириты, 7. $J_3^{o.x^2}$ — лавобрекчии дацитового состава, 8. $J_2^{bt^1}$ — аркозовые песчаники, 9. Дайки, 10. Разрывные нарушения.



Фиг. 3. Послойный геологический разрез по линии Б. Геог-даг—р. Воскепар.
1. $J_2^{a^1(?)-bj^1}$ — грубые лавобрекчии дацитового состава, 2. $J_2^{bt^1}$ — андезитовые порфириты, 3. Туфопесчаники, 4. Миндалекаменные порфириты, 5. Туфобрекчии, 6. J_3^{cl} —известковистые песчаники и известняки, 7. $J_2^{o.x^1}$ миндалекаменные андезитовые порфириты, 8. Кварцевые диориты.

О характере северо-восточного крыла структуры полное представление можно получить при исследовании нижнебатских, келловейских, оксфордских, а также меловых отложений, слагающих это крыло. Следует указать, что вторичная складчатость, развитая на этом крыле, в основном, северо-западного простирания. В районе г. Мисхана оксфордские известняки слагают близширотную—северо-западную синклиналь-

ную складку с наиболее крутым (до 35°) юго-западным и пологим (до 10°) северо-восточным крыльями.

Размеры мелких положительных и отрицательных складчатых структур колеблются в пределах от 3×1 до 1,5×0,5 км с углами падений 10—35° на крыльях. Эти складки, в основном линейные и расположены кулисообразно в отношении друг друга. К северо-западу оси этих складок приближаются друг к другу и исчезают в вулканогенно-обломочных образованиях, вследствии слияния с шарниром главной антиклинальной складки, а в районе гг. Сарнахпюр, Маралсар, Ханзат раскрываются веерообразно и погружаются под более молодые (средний эоцен) образования района сс. Шамут, Атан.

На северо-восточном крыле Алавердской брахиантиклинали до настоящего времени выделяли Геогдагскую синклиналь северо-восточного простирания в породах келловея и оксфорда. Вытянутый в северо-восточном направлении полукольцевой выход пород келловея есть результат вытянутости приподнятого рельефа по линии Б. и М. Геог-даг до г. Мисхана. Наши наблюдения не подтверждают наличия такой структуры в породах указанных возрастов. В действительности келловейские и оксфордские вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования имеют северо-западное простирание.

На указанной части исследованной территории выступает северо-восточное крыло крупной Алавердской брахиантиклинали. Детальными исследованиями на месте указанной «Геогдагской синклинали» было выявлено несколько мелких антиклинальных и синклинальных складок северо-западного простирания, осложняющие северо-восточное крыло указанной брахиантиклинали. Так, в породах келловея, юго-западнее вершины г. Б. Геог-даг, выступает маленькая синклинальная складка с наиболее пологим юго-западным (10—15°) и крутым (20—25°) северо-восточным крыльями. Другая синклинальная складка выделяется между вершинами гг. М. Геог-даг и Гомшавар, сложенная келловейскими и нижнеоксфордскими образованиями. Углы падения слоев небольшие и колеблются в пределах 10—15°.

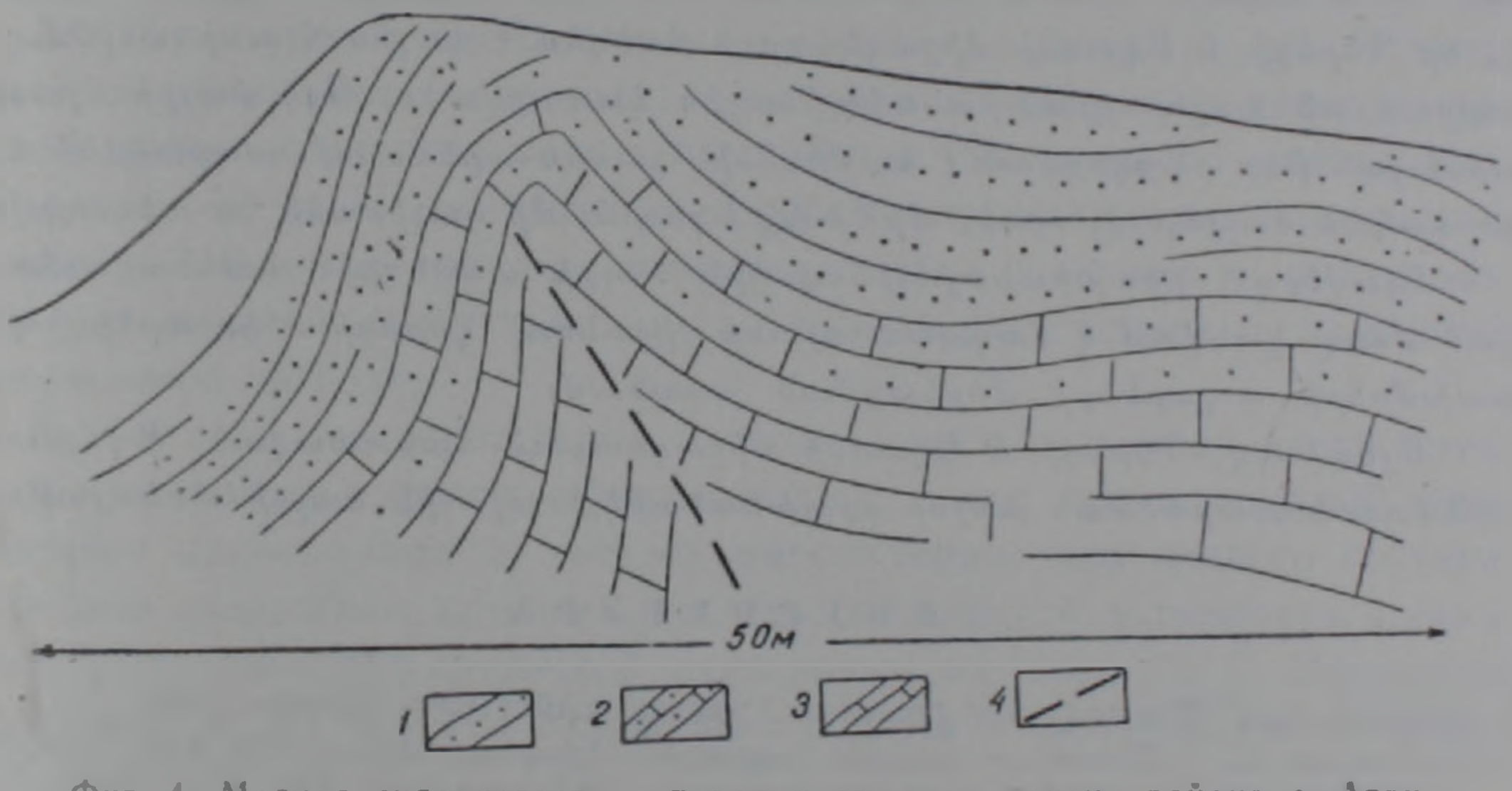
Между двумя указанными синклинальными складками, в районе гг. Б. и М. Геог-даг, расположена антиклинальная складка (назовем ее Геогдагской) северо-западного простирания. Здесь обнажены вулканогенные породы оксфорда и осадочные образования келловея. Падение слоев на крыльях Геогдагской антиклинали от 20° до 35°.

Следует сказать, что в районе распространения нижнебатских вулканогенно-осадочных образований северо-восточного крыла Алавердской брахиантиклинали у контактов с мелкими интрузивными телами наблюдается некоторое осложнение вторичных антиклинальных и синклинальных складок, выраженное увеличением углов падений слоев. Однако, они не играли решающей роли в изменении общего северо-западного плана деформаций.

Таким образом, северо-восточное крыло крупной Алавердской брахиантиклинали осложнено мелкой складчатостью северо-западного, ре-

же близширотного простирания, и на исследованной территории наличие антикавказских складчатых нарушений не подтверждается.

Юго-восточное периклинальное погружение Алавердской брахиантиклинали, охватывающей в основном область распространения среднебатских вулканогенных образований, отличается довольно спокойными падениями слоев (15—20°). Отсутствие осадочных пород осложняет задачу выявления мелкой складчатости. Она выражена очень слабо, ввиду низкой пластичности андезитовых порфиритов. В районе сс. Лорут, Атан и Шамут складка погружается под более молодые вулканогенные и нормально-осадочные отложения среднего эоцена. Юго-восточная периклиналь брахиантиклинали срезается зоной Санаин-Лалварского разлома глубокого заложения. Падение слоев пород в зоне разлома иногда доходит до 45° с простиранием слоев на северо-запад. Такая интенсивная мелкая складчатость зафиксирована в основном в толще нормально-осадочных образований среднего эоцена (фиг. 4).



Фиг. 4. Мелкая складчатость в породах среднего эоцена района с. Атан.
1. Песчаники, 2. Известковистые песчаники, 3. Известняки, 4. Разрывное нарушение.

Перечисленные структуры имеют общее северо-западное простирание, подчиняющееся простиранию северо-восточного крыла Алавердской брахиантиклинали. К северо-западу указанные мелкие складки срезаются Кохб-Шнохокой интрузией.

Северо-западное периклинальное погружение Алавердской брахиантиклинали происходит в районе Уч-Килисинского месторождения, юго-восточнее г. Лалвар, в пределах распространения среднеэоценовых пород лалварской свиты. Углы падения слоев здесь в пределах 15—25° с местными увеличениями до 50°. Это явление связано в основном с подвижками по зонам разрывных нарушений.

Таким образом, в результате проведенных исследований мы пришли к заключению об отсутствии на территории центральной части Гугарацких гор подковообразной антиклинальной структуры. Здесь выступает

крупная Алавердская брахиантиклинальная складка северо-западного простирания (320 –330°), осложненная вторичной складчатостью.

Институт геологических наук
АН Арм. ССР

Поступила 19.II.1974.

Է. Վ. ԱՆԱՆՅԱՆ, Ա. Զ. ԱԼԹՈՒՆՅԱՆ, Մ. Ս. ԱԶԻԶԲԵԿՅԱՆ

ՆՈՐ ՏՎՅԱԼՆԵՐ ԳՈՒԳԱՐԱՑ ԼԵՌՆԵՐԻ ԿԵՆՏՐՈՆԱԿԱՆ ՄԱՍԻ ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՅԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

Ամփոփում

Հոդվածում բերվում են երկրաբանական նոր տվյալներ, որոնք ճշտում են Գուգարաց լեռների կենտրոնական մասի ծալքավոր ստրուկտուրաների մասին եղած նախկին պատկերացումները։ Այդ փաստերի հիման վրա պարզվում է, որ Դեբեդի և Աղստևի միջագետքում հանդես է գալիս հյուսիս-արևմտյան տարածման խոշոր բրախիանտիկլինային կառուցվածք։ Այդ ծալքի հյուսիս-արևելյան թևը բարդեցված է նույնպիսի հյուսիս-արևմտյան տարածման երկրորդական ծալքերով, որոնք միմյանց նկատմամբ կուլիսաձև են տեղադրված։

Ալավերդու բրախիանտիկլինալային ծալքի առանցքի ամենաբարձրացված մասը գտնվում է Հաղպատ գյուղի շրջանում՝ Դեբեդի և Կոշաբերդի շերտախմբերի ապարների մերկացման շրջանում։

Այսպիսով, Դեբեդի և Աղստևի միջագետքում հաստատված է հյուսիս-արևմտյան տարածման խոշոր բրախիանտիկլինալային ծալքի առկայությունը։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
2. *Габриелян А. А.* Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм. ССР. Ереван, 1959.

Известия АН Армянской ССР. Науки о Земле, 5, 25—35, 1974

УДК 553.21/24

В. Б. СЕЙРАНЯН

ЭКСПЛОЗИВНЫЕ РУДОКЛАСТИЧЕСКИЕ БРЕКЧИИ АХТАЛЬСКОГО КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Среди разнообразных кластических пород, возникших в результате вулканических процессов, особый интерес представляют разновидности, содержащие отторженцы руды. Последние, как своеобразные индикаторы проявления интра- и пострудной вулканической активности, широко привлекаются для познания эволюции рудоносных комплексов и решения сложных временных соотношений процессов вулканизма и рудообразования [5, 6, 15, 16].

Данные изучения эксплозивных брекчий с обломками руд и метасоматитов («рудокластических»), выявленных впервые автором при картировании подземных горных выработок Ахтальского месторождения, позволяют уточнить некоторые особенности механизма разрушения рудных скоплений вулканическими процессами и наметить последовательность событий, сопутствующих адаптации фрагментов руды в новообразованной породе.

Рудное поле месторождения расположено в восточной части крупного андезитового стратовулкана (байос), в его прикальдерной зоне, явившейся проводником и, частью, вместилищем лав кислого состава. Последние завершают крупный цикл вулканической активности, начавшийся с излияния лав среднего и основного состава (Э. Г. Малхасян, П. Ф. Сопко и др.), и тесно сближены с рудами в пространстве и по времени образования [7].

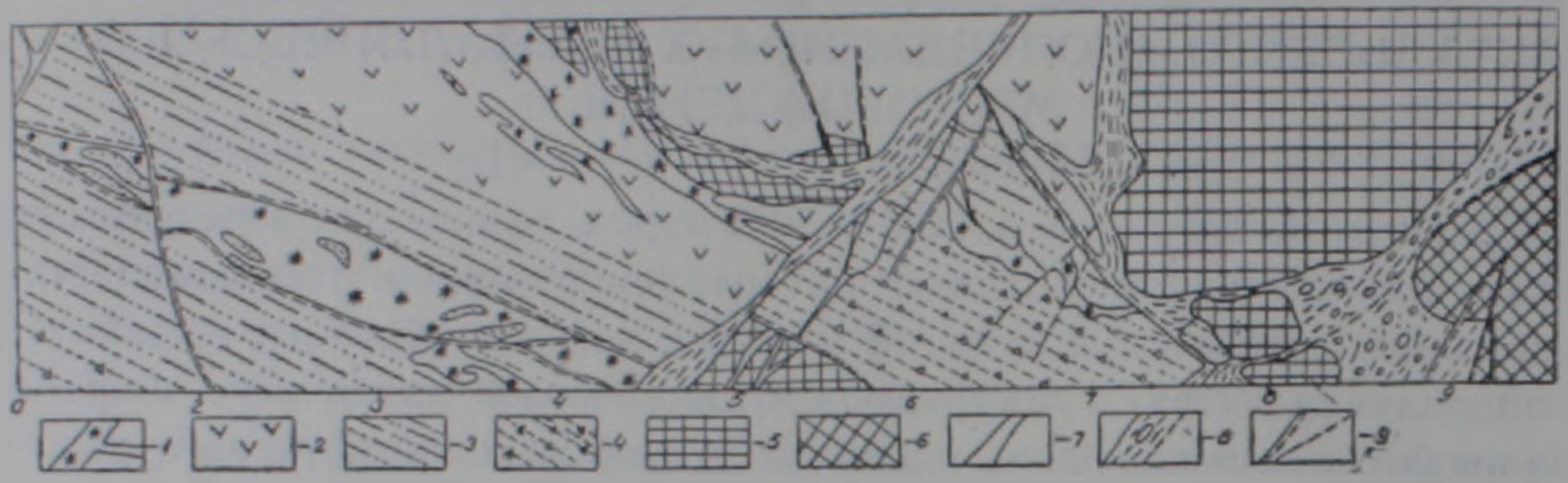
Промышленное оруденение в форме линзообразных залежей и штоков локализовано в зоне контакта субвулканического тела кварцевых порфиритов (дацитов) с толщей порфиритов и туфов андезитового состава.

Руды по минеральному составу подразделяются на полиметаллический (основной), медистый, сернистый и баритовый типы. Барит серой и розовой окраски—в форме «шапки» массивного сложения залегает в верхней части рудных тел.

Вкрапленные, прожилково-вкрапленные и массивные текстурные разновидности руд являются наиболее распространенными и последовательно сменяют друг друга по нормали к кровле рудных тел. Более поздними по отношению к сульфидам и барите являются прожилки карбоната и белого барита с кварцем, хлоритом, флюоритом и др.

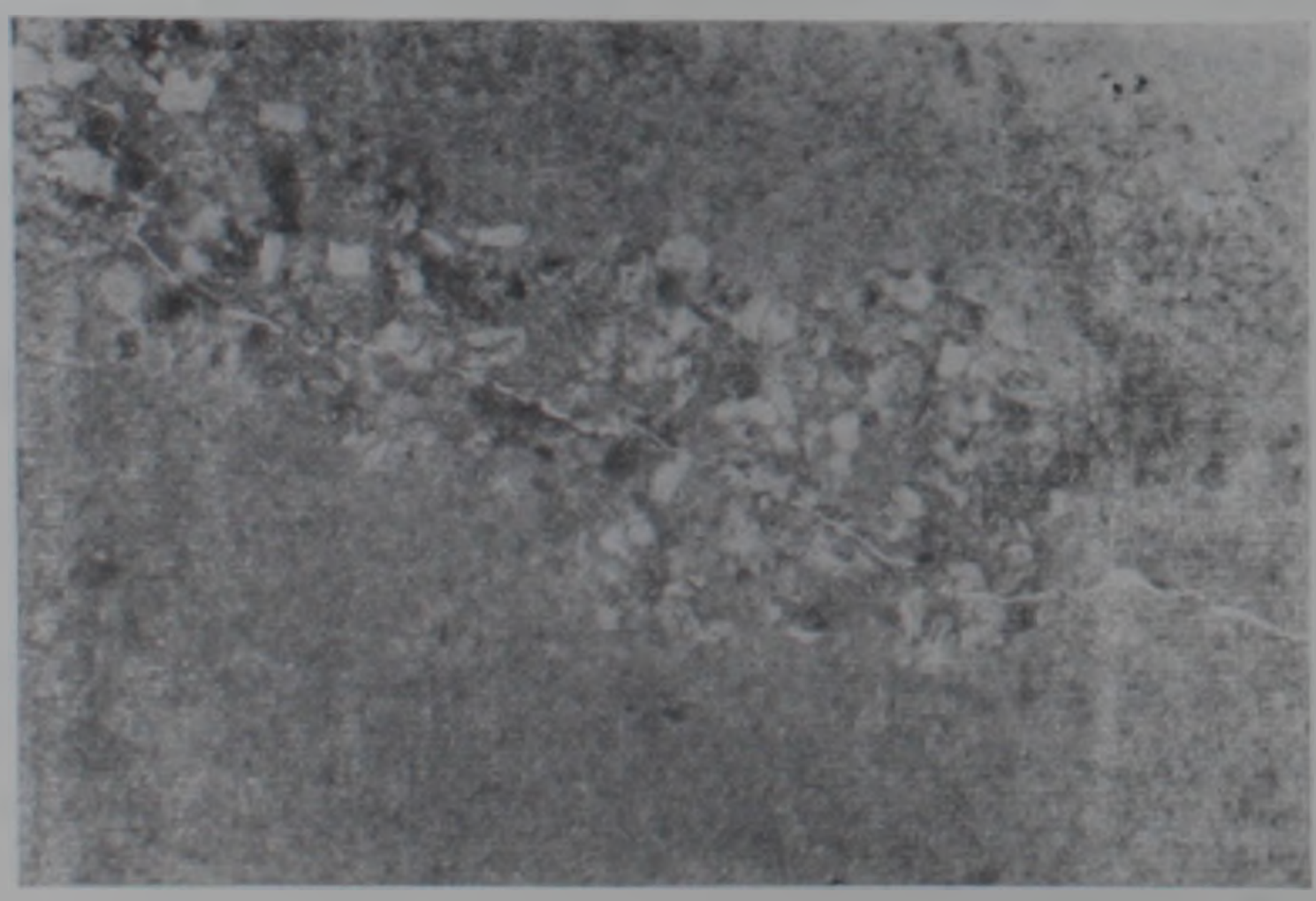
Околорудные породы соответствуют кварцевым и кварц-гидрослюдистым метасоматитам с небольшим количеством каолинита, пирофиллита, хлорита и др.

Тела рудокластических брекчий залегают среди пропилитизированных порфиритов и ассоциирующих с ними туфов и туфогенных песчаников, слагающих кровлю месторождения (фиг. 1). Брекчии формируют линейные, ветвящиеся, реже—линзовидные и неправильной формы тела с изменчивой мощностью (0,01—1,0 *м*); характерны многочисленные,



Фиг. 1. Морфология тел рудокластических брекчий (1); 2—андезитовый порфирит; 3—пелитоморфный туфогенный песчаник; 4—мелкообломочный туф; 5—массивная полиметаллическая руда; 6—массивный серый и красный барит; 7—белый барит; 8—бластомилониты с рудными тектонитами; 9—тектонические трещины. (Зарисовка стенки камеры в северном конце III аккумулятивного штрека горизонта +18 *м*).

иногда почти перпендикулярные к основному телу прожилковые расщепления («пучки») и «слепые» апофизы, пронизывающие вмещающую породу по тончайшим разноориентированным трещинкам (фиг. 2).

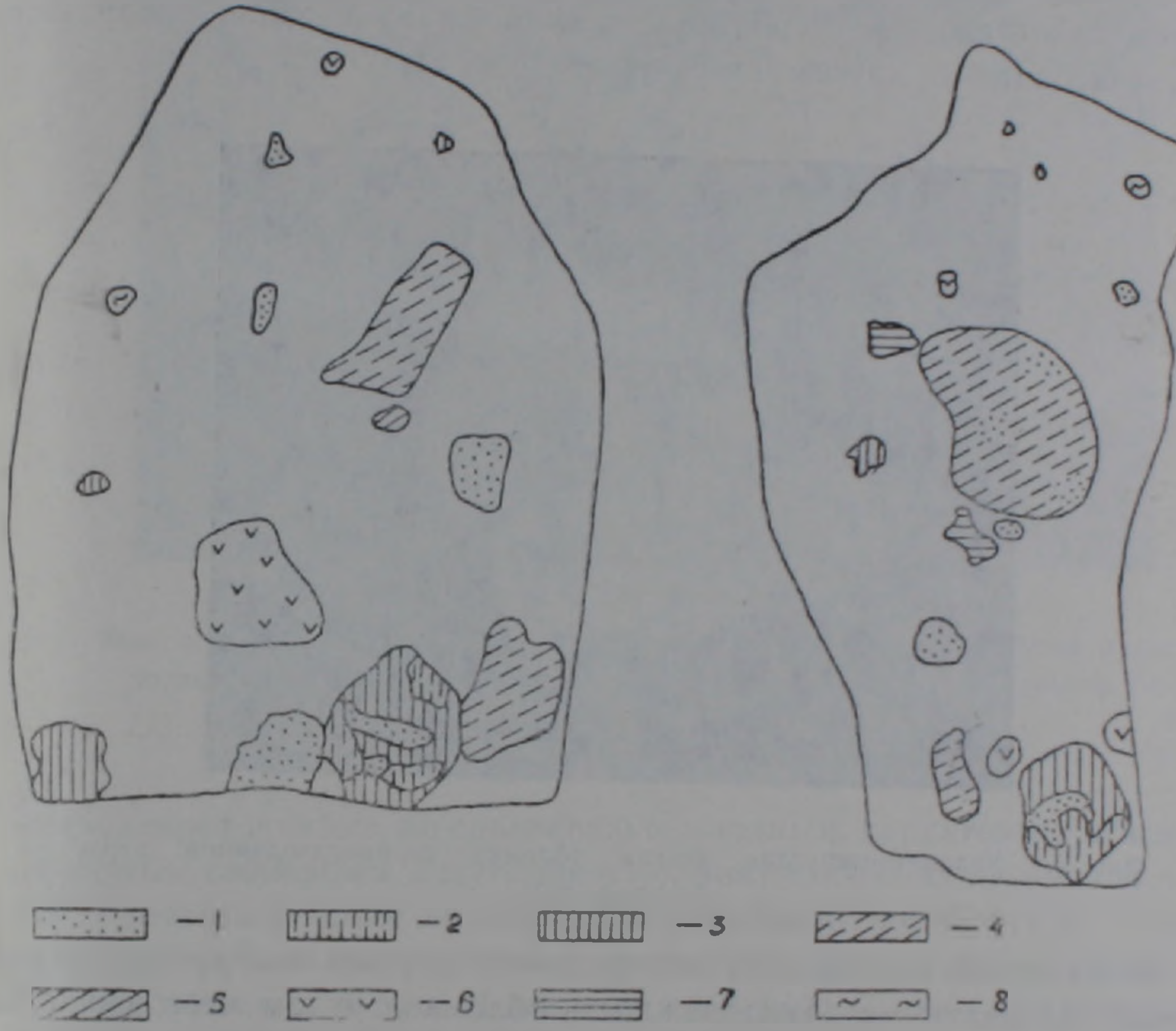


Фиг. 2. Проникновение рудокластической брекчии в пелитоморфный туфогенный песчаник. Прозр.-полир. шлиф. 20×.

Отмеченные особенности морфологии брекчиевых тел, очевидно, исключают возможность их образования тектоническими процессами.

Брекчия представляет собой сливную породу, серо-розовой до бурокрасной, почти шоколадной окраски, сложенную обломками неизменных пород, метасоматитов, руды и барита, размеры которых варьируют

от микроскопических до 3—4, реже 8—10 *см* (фиг. 3). Цементом служит плотная алевропсаммитовая масса, состоящая из агрегата различных пород, руд, барита, осколков девитрифицированного и разложенного стекла, зерен кварца, полевого шпата, пироксена, роговой об-



Фиг. 3. Строение шоколадной брекчии. 1—серый и красный барит; 2—сфалерит; 3—пирит; 4—гематит; 5—халькопирит; 6—пироксеновый и плагиоклазовый порфириты, 7—хлорит; 8—кварц. Белое—мелкообломочный цемент, пропитанный гематитом. Полир, образец. 2/3 нат. вел.

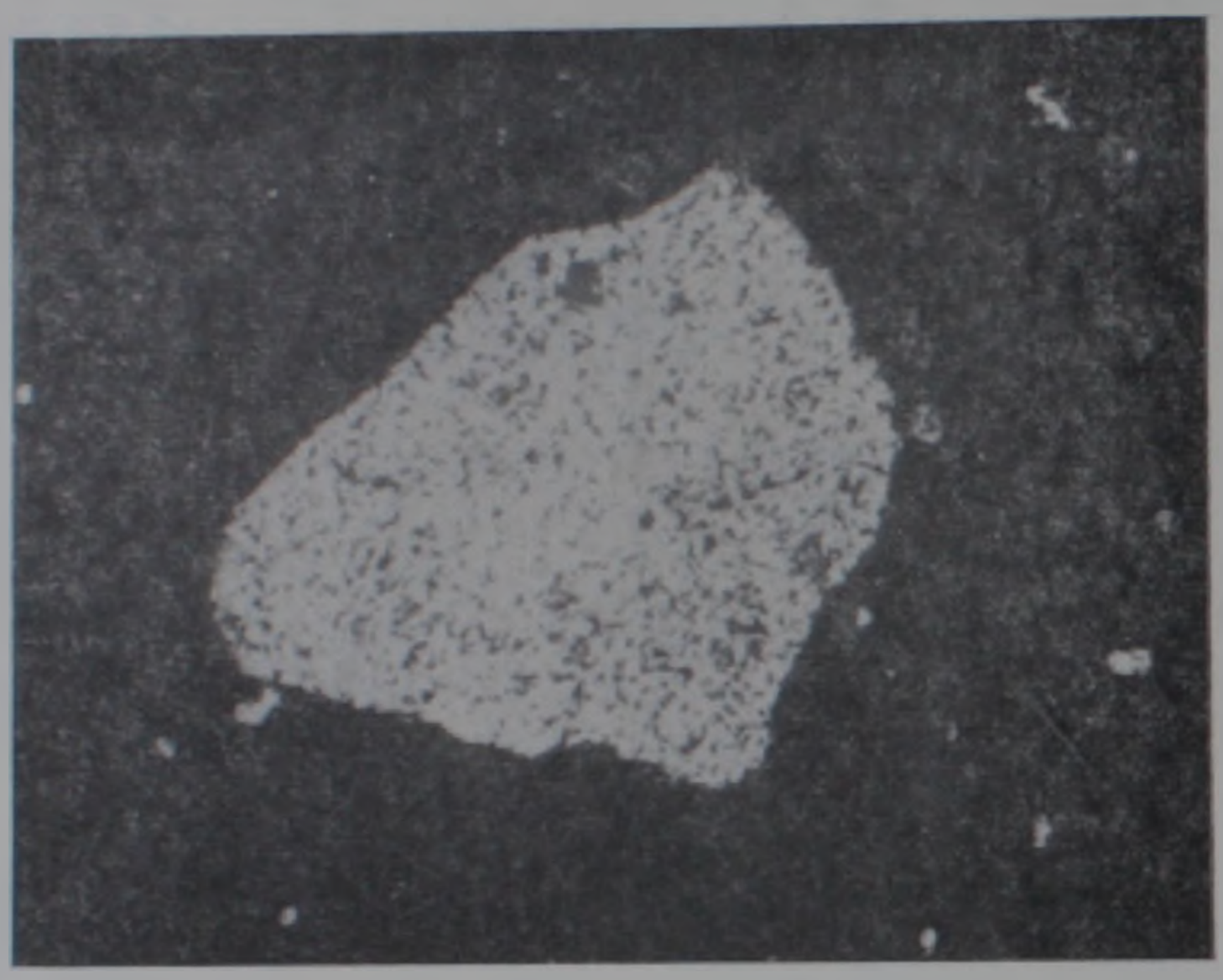
манки, сульфидов и др. В отдельных шлифах роль цемента выполняет мелкозернистое кварц-хлорит-полевошпатовое вещество, образовавшееся, по-видимому, за счет гомогенизации и последующей раскристаллизации тонкого витрокластического материала. Цемент пропитан тонкодисперсным гематитом и гидрогематитом, обусловившими интенсивность красной окраски породы.

Обломки руды имеют размеры в поперечнике от долей миллиметра до 1—2, реже 4—5 *см*. Форма их угловатая и округлая, контуры четкие, резкие и не зависят от морфологии обломков, расположенных по соседству.

По минеральному составу рудокласты соответствуют пиритовым, пирит-халькопиритовым, пирит-баритовым, сфалерит-галенитовым, сфалерит-галенит-халькопиритовым, гематитовым, гематит-баритовым и баритовым (серой и красной окраски) рудам, в которых в небольшом

количестве содержатся также марказит, борнит, халькозин, теннантит рутил и др. Жильная составляющая их представлена кварцем, каолинитом, гидрослюдой и замещается сульфидами.

Большинство рудных включений обладает тонкозернистым массивным, реже—вкрапленным сложением. Внутренний рисунок их соответствует аллотриоморфнозернистой, колломорфнозернистой, коррозионной, «распада» и другим структурам (фиг. 4).



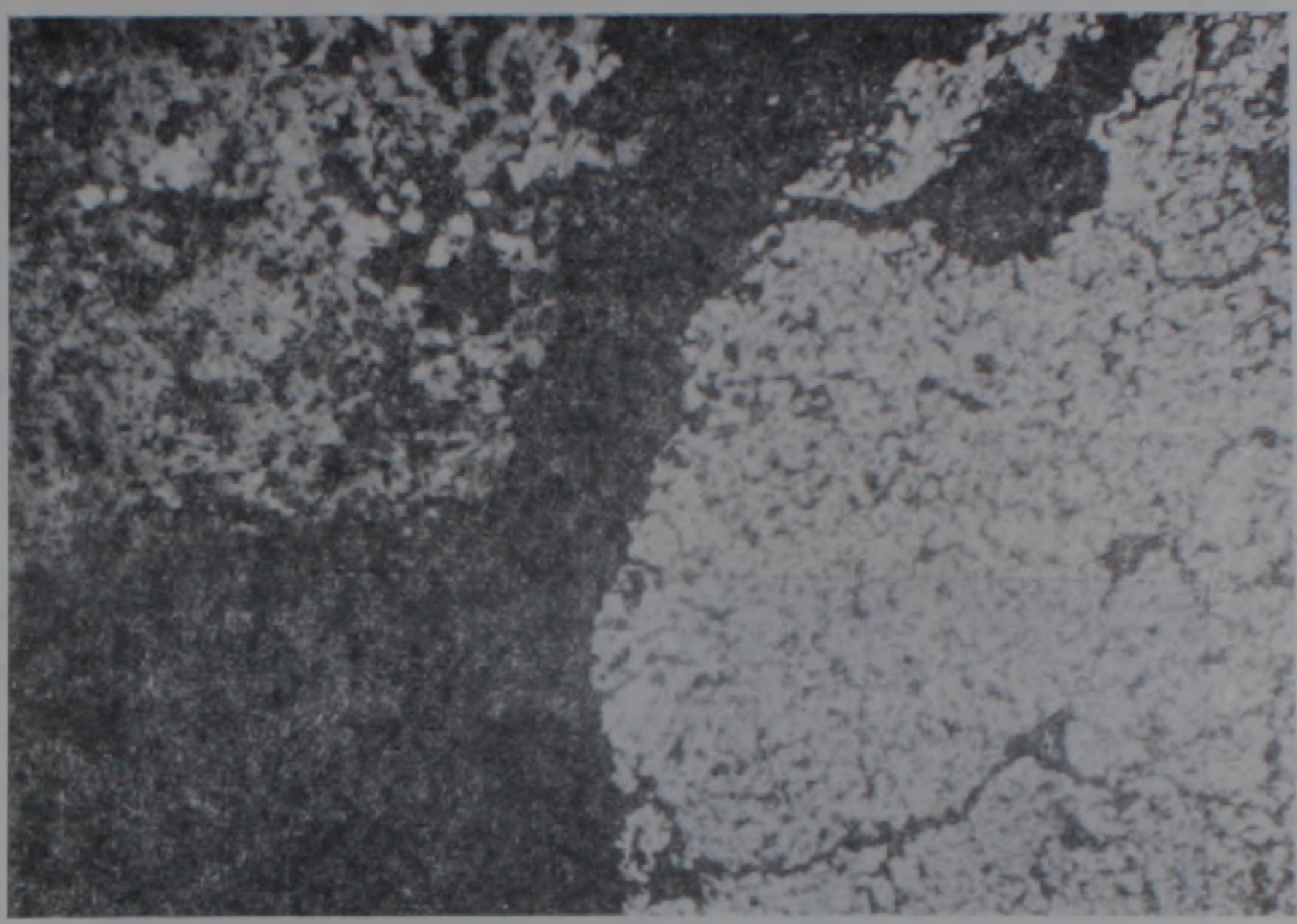
Фиг. 4. Угловато-округлая форма обломка серноколчеданной руды. Аншлиф, 40×.

Выявленные особенности минерального состава и структуры однозначно указывают на принадлежность обломков рудам месторождения [8, 9].

Рудный обломочный материал по составу не отсортирован даже в маломощных прожилках. Интенсивное перемешивание рудных включений с обломками неизмененных пород, барита, метасоматитов, сонахождение обломков различных типов руд и проникновение в них цемента породы (фиг. 5), являются решающими признаками в пользу независимости сульфидного и сульфатного метасоматоза от состава и формы обломков и отнесения их к кластическим образованиям. Вместе с тем примечательно, что следы катаклаза в рудокластах отсутствуют, а крупные обломки не сопровождаются ареалом сходного состава «осколков».

Процесс адаптации рудокластов в формирующейся породе включает частичное изменение их состава и структурного рисунка. Эта особенность, как известно, является наиболее дискутируемой при объяснении генезиса рудных обломков [4, 11, 14, 15 и др.] и заслуживает более подробного рассмотрения.

Наиболее раннее изменение (событие) заключается в появлении вокруг небольшой части обломков тонкой каймы или прерывистых цепочечных скоплений новообразований, измеряемых по ширине 0,05—0,3 *мм*. Роль каймы чаще всего выполняют обособления халькопирита и пирита



Фиг. 5. Сонахождение обломков сфалеритовой (слева) и пиритовой руды: в последний заливообразно (вверху) проникает цемент породы. Аншлиф. 70×.

Халькопирит в кайме, по сравнению с исходным, характеризуется мелкозернистым сложением, отсутствием полисинтетических двойников давления и несколько более высокой отражательной способностью. В сфалерите при наличии каймы халькопирита эмульсионная вкрапленность последнего обычно исчезает. Лишенный «минерала—гостя» сфалерит содержит многочисленные мелкие пустоты выщелачивания, иногда инкрустированные халькопиритом и пиритом. Последний в более крупных пустотах образует друзовые текстуры перекристаллизации и не содержит признаков катаклаза и замещения другими сульфидами.

Образование каймы и цепочек сульфидов, скорее всего, связано с перекристаллизацией и переотложением рудного вещества, происходившим одновременно с некоторым его выщелачиванием. Отсутствие в цементе брекчий прожилковых форм этих минералов исключает возможность синтеза каемок или цепочек за счет привноса новой «порции» рудного вещества.

Второе событие включает окисление и выщелачивание рудокластов и, в первую очередь, той ее части, которая заключена в брекчиях шоколадной окраски. В ней же установлено небольшое количество вторичного борнита, халькозина и ковеллина, замещающих халькопирит, и псевдоморфоз гематита по пириту. Окисление, судя по большому количеству незатронутых этим процессом обломков (см. фиг. 4, 5), носило локальный характер и прекратилось сравнительно быстро в результате полной (или почти полной) десорбции кислорода.

Такая последовательность изменений рудокластов, классифициру-

мых как диагенетические, подтверждается установленным взаимоотношением между вторичной сульфидной каймой и оторочкой гематита.

Кайма, представленная халькопиритом с небольшим количеством мелких кристаллов пирита вокруг медистой руды, на глубину 0,1—0,2 *мм* от контакта с рудой избирательно выщелочена: сохраняются редкие реликты зерен пирита. Выщелоченная зонка в краевой части обломка, в свою очередь, сменяется оторочкой гематита шириной 0,05—0,2 *мм*. Внешняя граница гематита резкая и соответствует извилистым контурам обломка (фиг. 6). В отдельных случаях гематит в форме тонких прожилков проникает и в центральные части рудокластов, замещая пирит.

Фиг. 6. Зонально-каемочная микротекстура в краевой части обломка пирит-халькопиритовой руды; кайма халькопирита через зонку выщелачивания сменяется коркой гематита. Аншлиф, 40×.

Эти факты показывают, что образование сульфидной каймы произошло после включения фрагментов руды в брекчию, но до процесса их окисления. Привнос кислорода связан, по-видимому, с проникновением в формирующуюся породу вадозных вод. Избирательной фильтрации последних способствовала относительно повышенная пористость находящейся в стадии диагенеза обломочной массы, с одной стороны, и высокая химическая (десорбционная) активность тонкоизмельченного сульфидного материала, с другой. Последующая механическая консолидация, сопровождаемая уменьшением пористости и влагоемкости, привела к физико-химической дегидратации кластической массы и прекращению доступа кислорода.

Сходная последовательность диагенетических изменений рудокластов установлена и в тех случаях, когда они содержатся в седиментокластических брекчиях [15]. По данным С. А Рокачева [11], в Учалинском и Сибайском медноколчеданных месторождениях образование каймы

гематита вокруг обломков серноколчеданной руды происходило после раннего метаморфизма этих руд и сопровождалось гидротермальным отложением хлорита и карбоната.

Эпигенетические изменения брекчий в исследованном случае выразились в образовании в цементе брекчий небольшого количества гнезд, друз и прожилков хлорита, клиноцоизита, флюорита, карбоната и белого барита. Трещинки выщелачивания в сульфидах выполнены карбонатом с небольшим количеством кварца, хлорита, цеолитов и пирита. По зернам гематита псевдоморфно развивается магнетит (мушкетовит). Наличие хлорита, клиноцоизита и мушкетовита свидетельствует о проявлении в стадии эпигенеза активных восстановительных условий, благоприятных для сохранности сульфидов.

Отсутствие в баритовых и карбонатных прожилках признаков коррозии гематитом фиксирует завершение диагенетической консолидации фрагментов руды до проявления на месторождении карбонат-баритового—наиболее позднего этапа минералообразования [13].

Выявленные морфоструктурные особенности рудокластических брекчий делают их схожими с образованиями, возникшими в результате проявления газовой формы вулканизма. Этим породам разные авторы дают различные наименования—эксплозивные, эруптивные, автомагматические, галечные столбы и др. и нередко различную генетическую трактовку. Однако, в последнее время многие исследователи склоняются к тому, что формирование такого рода пород связано с пульсирующим проникновением газов, во многом сходным с процессами «флюидизации». Эта гипотеза, предложенная впервые Д. Л. Рейнольдс [17], предполагает, что газ, протекающий через слои пород, приводит к их дроблению и образованию сложной газово-твердой смеси, обладающей инъекционной способностью подвижного («ожиженного») раствора. По мнению Б. М. Мерлича, брекчиевая масса инъецировала в трещины «в виде подвижной смеси с водой» [10, стр. 57].

Возникающие в этих условиях комплексы кластических (криптовулканических) пород характеризуются интрузивными контактами, гетерогенным составом, корродированной и округлой формой включений при незначительном перемещении их от исходного залегания, отсутствием признаков сортировки и др. В некоторых местах эти тела содержат реликтовую стратификацию вмещающих слоистых пород без заметного нарушения их первичного залегания [3]. В других—тонкозернистый материал под действием газовой «мобилизации» формирует тела струйчатой текстуры преимущественно с крутонаклонной псевдослоистостью (флюидальностью), которая уступчато, колоннообразно меняет ориентировку на небольшом расстоянии без нарушения сплошности пород в виде трещин, срывов и др. [1, 10, и др.]. Криптовулканические брекчии в преобладающем большинстве лишены лавового цемента; его роль выполняют алевритовые или псаммитовые массы, соответствующие составу крупных обломков [1, 2, 3, 6].

Небольшая мощность и линейная форма тел рудокластических брекчий Ахтальского месторождения позволяют считать, что процессы «флюидизации» распространяются локально, преимущественно, вдоль узкой полосы каналов-проводников. Сохранность же подавляющей массы рудных скоплений исследованного и других вулканогенных рудных месторождений [5, 16], показывает, что в послерудное время процессы вулканической дегазации обычно не носят катастрофического характера.

При сообщении каналов-проводников с поверхностью, что, по-видимому, имело место во многих колчеданных месторождениях Урала, Кавказа, Казахстана, Тувы и других регионов [16], а также в соседнем с Ахтальским—Шамлугском медноколчеданном месторождении [12], оторженцы руды, благодаря взрывным явлениям, были вынесены в придонные условия. Отдаленность последних от «источника» рудного материала составляет десятки и сотни метров, иногда 1—2 км и более. Рудокластические брекчии, в отличие от них, тесно сближены с рудами в пространстве и могут рассматриваться как индикаторы «корневых» частей путей выноса рудного материала в вышележащие породы.

Изложенное позволяет сделать следующие основные выводы:

1. В Ахтальском месторождении послерудная вулканическая активность, во многом сходная с процессом «флюидизации», привела к формированию линзовидных, ветвящихся и неправильной формы тел кластических пород, состоящих из обломков руды, метасоматитов, неизмененных пород и др. Кластическая природа рудной составляющей подтверждается сонахождением морфоструктурных и минеральных разновидностей рудокластов, срезанием внутреннего рисунка руды границами (краями) обломков, проникновением цемента в обломки, отсутствием признаков сортировки и др.

2. Рудокласты в процессе адаптации претерпели диа- и эпигенетические изменения; происходит перекристаллизация и перегруппировка сульфидного вещества, сопровождаемая образованием вокруг части обломков регенерационных кайм, цепочек; последующие превращения привели к частичному выщелачиванию и окислению сульфидов и одновременно насыщению цемента породы гематитом. Диагенетическая консолидация обломков происходила до проявления на месторождении позднего барит-карбонатного этапа минералообразования.

3. Присутствие в обломках красного барита и кварц-гематитовых пород и цементация их более поздним гематитом свидетельствуют о неоднократном изменении редокс-потенциала среды, по-видимому, за счет проникновения на уровни рудоотложения вадозных вод.

4. Процессы послерудных взрывных явлений распространялись вдоль узкой зоны каналов-проводников и не носили катастрофического характера. Рудокластические брекчии являются прямыми индикаторами глубинных частей путей выноса рудного обломочного материала в породы кровли и подтверждают собой суждение о решающей роли вулканических явлений в процессе формирования рудокластов—этой «замечательной особенности» [16] колчеданных месторождений.

5. Рудокластические брекчии благодаря генетической значимости имеют важное прикладное значение и, в первую очередь, для обнаружения не вскрытых современной эрозией рудных месторождений.

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 15.XI.1973.

Վ. Բ. ՍԵՅՐԱՆՅԱՆ

ԱԽԹԱԼԱՅԻ ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԷՔՍՊԼՈԶԻՎ ՀԱՆՔԱԲԵԿՈՐԱՅԻՆ ԲՐԵԿՉԻԱՆԵՐԸ

Ամփոփում

Հանքավայրը ծածկող ապարների՝ պրոպիլիտացված պորֆիրիտների, տուֆերի ու տուֆոգեն ավազաքարերի մեջ հայտնաբերված են յուրահատուկ բրեկչիաներ, որոնք կազմված են հանքանյութի, բարիտի, մետասոմատիտների ու չփոփոխված ապարների բեկորներից։ Բրեկչիաներն առաջացնում են գծային, ճյուղավորված, երբեմն էլ ոսպնյակաձև կամ տձև մարմիններ, որոնք ունեն փոփոխական հզորություն։ Դրանց համար բնորոշ են բազմաթիվ, հաճախ հիմնական մարմնին ուղղահայաց, երակիկային առաջացումներ և «կույր» ապոֆիզներ, որոնք թափանցում են ներփակող ապարների մեջ տարբեր կողմնորոշում ունեցող նուրբ ճեղքերի միջոցով։ Բրեկչիային մարմինների մորֆոլոգիան բացատրում է նրանց տեկտոնական ծագման հնարավորությունը։

Հանքաբեկորային բրեկչիաները հանդիսանում են հանքային նյութի դեպի ծածկող ապարներ կատարվող ներհոսքի ուղիների խորքային մասերի ուղղակի ինդիկատորները։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Берман Б. И.* Криптовулканическая мобилизация и ее роль в создании рудоносных комплексов. Сов. геол., № 4, 1973.
2. *Бринер Л.* Брекчиевые и галечные столбы, связанные с эпигенетическими рудными месторождениями. В кн.: «Проблемы генезиса руд». «Мир», М., вып. 2, 1964.
3. *Грейтс О.* Брекчиевые трубки в хребте Шошон, Невада. В кн. «Проблемы генезиса руд». «Мир», М., вып. 2, 1964.
4. *Иванов С. Н.* Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма. В кн. «Проблемы генезиса руд». Госгеолтехиздат, М., 1964.
5. *Котляр В. Н.* Вулканогенные гидротермальные месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений», «Недра», М., 1968.
6. *Котляр В. Н.* Основы теории рудообразования. «Недра», М., 1970.
7. *Котляр В. Н., Сейранян В. Б.* Некоторые особенности вулканогенных месторождений Алаверди-Кафанской металлогенической зоны. ДАН СССР, т. 196, № 1, 1971.
8. *Магакьян И. Г.* Алавердский тип оруденения и его руды. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1947.
9. *Мкртчян С. С., Паффенгольц К. Н., Хачатурян Э. А.* Алавердский рудный район. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1968.

10. *Мерлич Б. В.* Эксплозивные брекчиевые дайки в Закарпатье. Известия АН СССР, сер. геол., № 2, 1958.
11. *Рокачев С. А.* К происхождению корочек гематита на сульфидных обособлениях в нерудных толщах Учалинского и Сибайского месторождений. В кн. «Минералы изверженных горных пород и руд Урала». «Наука», Л., 1967.
12. *Сейранян В. Б.* О рудных обломках в породах кровли Шамлугского медноколчеданного месторождения. Известия ВУЗ, Геология и разведка, № 9, 1970.
13. *Сейранян В. Б.* Новые данные о последовательности минералообразования в Алавердском рудном районе. Известия ВУЗ Геология и разведка, № 9, 1971
14. *Скрипченко Н. С.* Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). «Недра», М., 1966
15. *Скрипченко Н. С.* Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. «Недра», М., 1972.
16. *Смирнов В. И.* Колчеданные месторождения. В кн «Генезис эндогенных рудных месторождений». «Недра», М., 1968.
17. *Reynolds D. L.* Fluidisation as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites. Am. Jorn. Sci., v. 252, № 10, 1954.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 5, 35—47, 1974

УДК. 552.121

О. П. ГУЮМДЖЯН

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНОВ БАССЕЙНА Р. ГЕХИ

Известковые скарны Западного Баргушата локализованы в контакте гранитоидных интрузивов палеогенового комплекса с мраморизованными известняками перми и мела. Скарны представлены мощными крутопадающими телами, связанными исключительно с интрузивными породами гранитоидного состава—гранодиоритами, адамеллитами, кварцевыми роговообманковыми монцонитами, а также жильными и аплитовидными гранитами. Скарны распространены в контакте гранитоидов Гехинского, Сурбкарского, Ковшутского массивов, а также небольших штоков, залегающих в известняках верхнего мела ущелья р. Арамазд.

Разрез через скарновые зоны бассейна р. Гехи представляется в следующем виде: 1) гранитоиды и близскарновые породы повышенной щелочности, 2) пироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы, 3) пироксеновая зона, 4) гранатовая зона, 5) волластонитовая зона, 6) мраморы. Пироксеновая и волластонитовая зоны являются реликтовыми. Гранатовые скарны с реликтами пироксеновой зоны являются наиболее типичными породами в скарновых месторождениях бассейна р. Гехи.

Главными минералами биметасоматических и контактово-инфильтрационных жильного типа скарнов являются гранат, пироксен, волластонит; околоскарновых пород—плагиоклаз и пироксен; акцессорные—сфен и апатит. Постериорными минералами, развивающимися по высокотемпературным, являются эпидот, актинолит, хлорит, кварц, кальцит, а также рудные минералы—шеелит, халькопирит, молибденит, сфалерит, блеклые руды, пирит и т. д. Контактово-инфильтрационные скарны фронтального типа сложены везувианом, пироксеном, гранатом, кальцитом; околоскарновые породы—кали-натровым полевым шпатом, плагиоклазом, пироксеном диопоид-геденбергитового ряда и щелочным пироксеном (эгирином), роговой обманкой (арфведсонитом), меланитом, кварцем. В околоскарновых породах из акцесоорных минералов известны сфен, апатит, анатаз, циркон, магнетит, из постериорных—цеолиты (томсонит), альбит, кальцит, биотит и т. д.

Появление рудных минералов связано с наложением гидротермальных процессов. Заранее отметим, что концентрация рудных минералов в скарнах в общем очень низкая, распределение крайне неравномерно, и только местами образуют небольшие гнезда и прожилки с высоким содержанием металла. Разведочные работы до последнего времени не обнаружили значительных скоплений руд.

Согласно представлениям В. А. Жарикова [5, 6] существует избирательная приуроченность вольфрамового, полиметаллического, медного оруденения к пироксеновой зоне скарнов, считая что эта закономерность имеет общее значение. Реликтовым характером и незначительным удельным весом пироксеновых скарнов Баргушата, в частности кефашенских и пейганских, следует объяснить, по нашему мнению, безуспешные поиски значительных скоплений руд.

Гранаты являются наиболее широко распространенными и главными минералами биметасоматических и контактово-инфильтрационных скарнов апоалюмосиликатной фации жильного типа. Известны также в метасоматических известковых породах, скарноидах, околоскарновых породах, фации повышенной щелочности и контактово-инфильтрационных скарнах апокарбонатной фации.

Гранаты темно-коричневые, зеленоватые, под микроскопом бесцветные, золотисто-желтые, красновато-бурые, светло-коричневые. Последние два цвета характерны исключительно для гранатов из околоскарновых пород фации повышенной щелочности. Наиболее характерные формы кристаллов — ромбододекаэдры, тетрагонтриоктаэдры. В скарнах гранаты представлены сплошными массами, идиобластовыми, гранобластовыми, изометричными кристаллами размером от долей миллиметра до 0,3—0,8 *см*, в очень редких случаях до 8—10 *см*. В гранатовых кальцифирах и околоскарновых щелочных породах встречаются исключительно идиобластовые кристаллы. Однако под микроскопом наблюдаются также очень мелкие зерна гранатов размером в 0,1—0,4 *мм* неправильной формы. Кроме обычных форм, в меланитовых щелочных метасиенитах известны и длиннопризматические, копьевидные кристаллы, псевдоморфозы гранатов по клинопироксену. Гранаты в биметасоматических скарнах преимущественно идиоморфны. Отдельные кристаллы соприкасаются очень тесно, местами образуя интерстиции, которые бывают заполнены ксенобластовыми зернами кальцита, пироксена, кварца, а также актинолита, хлорита, развивающихся по пироксену. Интерстиции ограничены прямолинейными контурами гранатов, которые в шлифах имеют формы прямоугольников, треугольников, пятиугольников и т. д.

Гранаты в большинстве случаев изотропны. Довольно характерны и анизотропные слабо двупреломляющие кристаллы секториального (или мозаичного), зонарного или зонарно-секториального строения. Наиболее характерны секториальные двойники, расположенные концентрически (фиг. 1). Зонарно-секториальные кристаллы граната выявляются анизотропностью, двойникованием или окраской различной интенсивности. Часто изотропная центральная часть кристалла бывает окруженной анизотропной сдвойникованной каймой или просто анизотропным монокристаллом. Известны и анизотропные несдвойникованные, пятнисто- и мозаично-анизотропные кристаллы граната. Такие кристаллы, как и зонарно-секториальные, могут быть бесцветными (под микроскопом) или окрашенными в коричневый цвет. В отдельных крис-

таллах различной интенсивности окраска распределена зонарно-концентрически. Окрашенные в разные оттенки кристаллы граната отличаются не только микроскопически, но и макроскопически. Зонарное распределение окраски, а также двойников, выявляет внутреннее строение

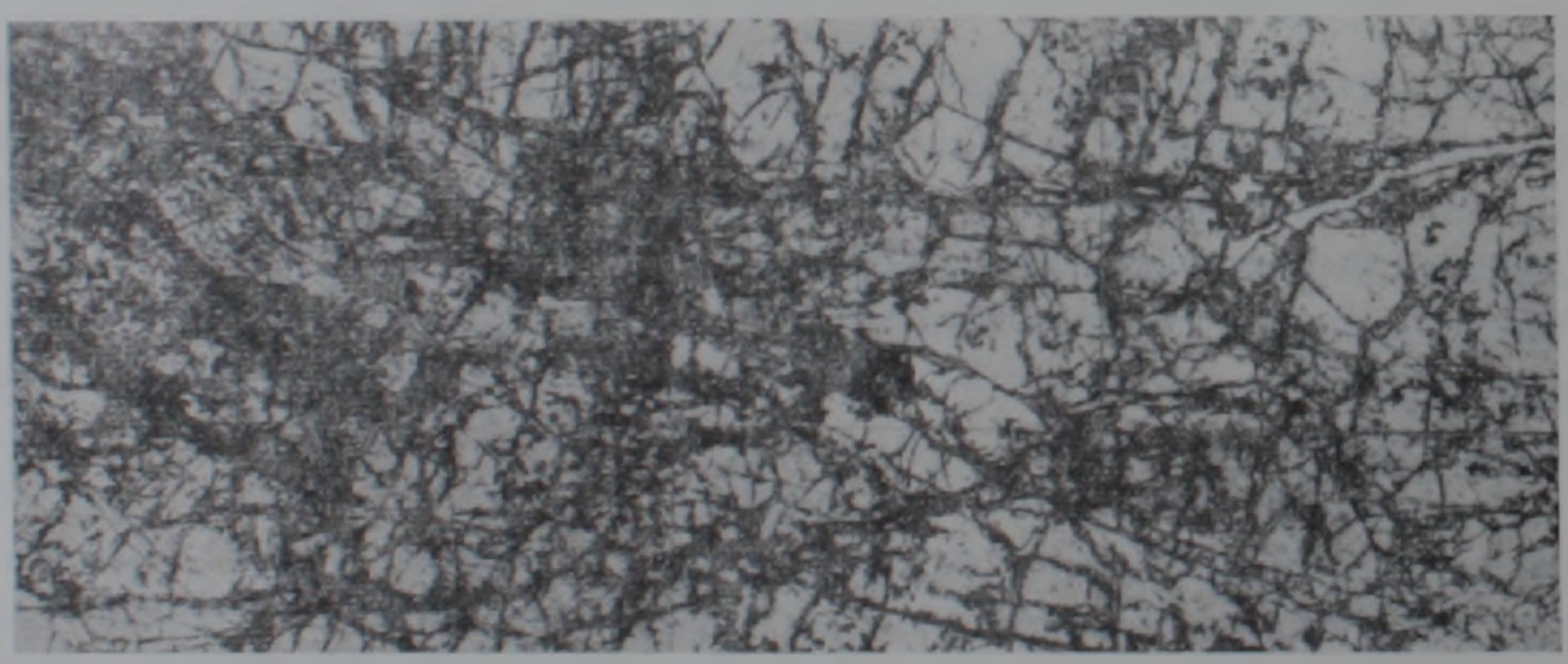
Фиг. 1. Анизотропный гроссуляр в известковых скарнах Кефашена. Четко заметны секториально-зонарная анизотропия роста и тектоническая анизотропия, секущая зоны роста (в центре). Шл. 315, об. 3,5*, ник.+.

кристаллов граната и условия их роста. Следует отметить, что анизотропность в большинстве случаев не связана с различной окраской кристаллов граната. Гранаты с зонарной окраской бывают как анизотропными, так и изотропными. Двупреломление граната составляет 0,005—0,006, нередко достигая 0,010—0,012. Установлены одноосные и двуосные гранаты. Углы оптических осей анизотропных гранатов положительны и достигают 50—60°.

В гранатах наблюдаются вторичные двойники, которые распределены вдоль образующихся трещин. На фиг. 2 видно вторичное двойникование в виде разветвленной полосы, которая пересекает и смещает двойники роста и распространяется в соседние кристаллы. На фиг. 3 хорошо отмечаются границы анизотропного, сдвойникованного граната (более светлый, беловатый на фото). В изученных гранатах, вдоль полос вторичного двойникования нет следов раздробленности и поворота зерен. Такие деформированные и раздробленные участки в кристаллах бывают сцементированы кальцитом или кварцем, но в них не проявляется анизотропность.

Зонарно-секториальное строение и двойникование граната, вероятно, обусловлено поверхностным натяжением растущих граней кристаллов, которое может периодически изменяться в зависимости от содержа-

Фиг. 2. Тектоническая анизотропия в гроссуляре из известковых скарнов Кефашена. Заметно пересечение и частичное изменение зон анизотропии. Шл. 314, об. 3,5*, ник.+.



Фиг. 3. Часть предыдущего рисунка без анализатора. Видно, что двупреломляющие на рисунке 2 участки сложены тем же гранатом, местами несколько раздробленным.

ния примесей, изменения состава питающей среды, скорости роста и т. д., как это показала для кварца Е. В. Цинзерлинг [11].

Химические составы гранатов, кристаллохимичеокие формулы и пересчет на миналы приведены в табл. 1. Сумма пиральпитовых молекул гранатов из биметасоматических скарнов равна 3,33—6,00%, из контактово-инфильтрационных скарнов апокарбонатной фации 8,66—11,33%, в щелочных околоскарновых породах 6,00—7,09%.

Таблица 1

Химические составы и кристаллохимические формулы гранатов

Окислы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	Σ
329	36,27	0,18	10.89	15.76	0,51	0,47	0,61	34,94	0,15	0,12	1,02	100,92
330	35,38	0,24	0,90	28.17	0,59	0,25	0,96	32,31	0,11	0,08	1,93	100,92
331	34,34	0,19	2,53	24,47	0,59	0,17	0,38	35,02	0,14	0,14	1,28	99,25
313	35,10	0,20	1,96	27,97	0,34	0,22	0,83	33,15	0,17	—	1,03	100,97
654	35,26	0,11	3,29	26,24	0,59	0,24	0,38	34,27	0,17	0,17	0,20	100,52
586	36,53	0,40	11,60	14.08	0,51	0,36	0,98	33·60	0,75	0,05	0,87	98,73
570	36,60	0,19	8,07	20,29	0,76	0,30	0,39	33,35	0,35	0,20	0,28	100,78
208	35,65	1,12	14,48	10,22	2,05	0,16	1,75	34,68	0,05	—	0.68	100,84
662	34,33	0,27	3,62	25,83	1,45	0,49	0,42	33,35	0,22	0,20	0,22	100,40
Ар/6т	35,16	2,74	5,04	20,21	2,32	0,19	0,38	32,97	0,33	0,27	0,46	100,06
880	36,10	1,18	15,48	8,05	0,59	1,04	1,29	34,77	0,15	0,13	1,04	99,82

Примечание. Гранаты биметасоматических скарнов: 329—гроссуляро-андрадит, эндоскарн; 330, 331, 313—андрадит, экзоскарн, Кефашен; 654—андрадит, Сурбкар; 586—андрадито-гроссуляр, Гехи; гранаты контактово-инфильтрационных скарнов; 570—гроссуляро-андрадит, жильный тип, алюмосиликатная фация, Гехи; 208—андрадит-гроссуляр, жильный тип, алокарбонатная фация, юго-восточный склон г. Перейван; 662. Ар/$6_т$ —андрадито-гроссуляр, меланитовый щелочной метасиенит, Сурбкар; 880—гроссуляр, гранатовый кальцифир, Сурбкар.

Кроме Ар/$6_т$ [9], остальные анализы автора. Аналитики: В. А. Бабаян (329, 331, 313, 586, 208); М. М. Языджян (570, 654, 662, 880); С. Г. Чаталян (330); ИГН АН Арм. ССР.

	№ обр.	329	330	331	313	654	586	570	208	662	Ар/6т	880
Миналы	Пироп.	2,33	4,00	1.67	3,33	1,33	4,33	1,67	6,67	1,67	1,33	5,00
	Альмандин	1,00	1,33	1.33	1,00	1,33	1.00	1,67	4,33	3,33	5,33	1,33
	Спессартин	1,00	0,67	0,33	0,33	0,33	0,67	0,67	0,33	1,00	0,33	2,33
	Меланит	0,50	0,50	0,50	0,50	—	1,00	0,50	3,00	0,50	8,50	3,50
	Андрадит	50,25	85,20	84,00	84,35	79,85	37,50	59,20	23,00	78,85	61,85	16,70
	Гроссуляр	44,50	3,00	10,50	9,00	14,70	54,50	36,80	62,20	14,20	19,00	70,70
	Σ	99,58	94,70	98,23	98,51	97,54	99,00	100,51	99,53	99,55	36,34	99,56

Кристаллохимические формулы:

329 $(Ca_{2,92}Fe^{2+}_{0,03}Mg_{0,07}Mn_{0,03})_{3,05}(Al_{1,00}Fe^{3+}_{0,95})_{1,95}(Si_{2,92}Al_{0,07}Ti_{0,01})_{3,0}O_{12}$

330 $(Ca_{2,92}Fe^{2+}_{0,04}Mg_{0,12}Mn_{0,02})_{3,10}(Al_{0,09}Fe^{3+}_{1,80}Ti_{0,01})_{1,90}Si_{3,0}O_{12}$

331 $(Ca_{3,09}Fe^{1+}_{0,04}Mg_{0,05}Mn_{0,01})_{3,19}(Al_{0,09}Fe^{3+}_{1,72})_{1,81}(Si_{2,83}Al_{0,15}Ti_{0,01})_{3,0}O_{12}$

313 $(Ca_{2,96}Fe^{2+}_{0,03}Mg_{0,10}Mn_{0,01})_{3,10}(Al_{0,14}Fe^{3+}_{1,76})_{1,90}(Si_{2,93}Al_{0,06}Ti_{0,01})_{3,0}O_{12}$

654 $(Ca_{3,04}Fe^{2+}_{0,04}Mg_{0,04}Mn_{0,01})_{3,13}(Al_{0,24}Fe^{3+}_{1,63})_{1,87}(Si_{2,92}Al_{0,08})_{3,0}O_{12}$

586 $(Ca_{2,90}Fe^{2+}_{0,03}Mg_{0,13}Mn_{0,02})_{3,08}(Al_{1,07}Fe^{3+}_{0,85})_{1,92}(Si_{2,94}Al_{0,04}Ti_{0,02})_{3,0}O_{12}$

570 $(Ca_{2,90}Fe^{2+}_{0,05}Mg_{0,02}Mn_{0,02})_{3,02}(Al_{0,75}Fe^{3+}_{1,23})_{1,98}(Si_{2,97}Al_{0,02}Ti_{0,01})_{3,0}O_{12}$

208 $(Ca_{2,89}Fe^{2+}_{0,13}Mg_{0,20}Mn_{0,01})_{3,23}(Al_{1,17}Fe^{3+}_{0,60})_{1,77}(Si_{2,78}Al_{0,16}Ti_{0,06})_{3,0}O_{12}$

662 $(Ca_{2,97}Fe^{2+}_{0,10}Mg_{0,05}Mn_{0,03})_{3,15}(Al_{0,22}Fe^{3+}_{1,63})_{1,85}(Si_{2,86}Al_{0,13}Ti_{0,01})_{3,0}O_{12}$

Ар/6т $(Ca_{2,94}Fe^{2+}_{0,16}Mg_{0,04}Mn_{0,01})_{3,15}(Al_{0,49}Fe^{3+}_{1,27}Ti_{0,09})_{1,85}(Si_{2,92}Ti_{0,08})_{3,0}O_{12}$

880 $(Ca_{2,91}Fe^{2+}_{0,04}Mg_{0,15}Mn_{0,07})_{3,17}(Al_{1,35}Fe^{3+}_{0,48})_{1,83}(Si_{2,84}Al_{0,09}Ti_{0,07})_{3,0}O_{12}$

Состав гранатов в биметасоматических (кефашенских) скарнах, по данным химических анализов четырех образцов, меняется в следующих пределах: 50,25% андр и 44,50% гросс. в эндоскарновой зоне, 84,35% андр. и 3,0% гросс. в экзоскарновой (к андрадитовому минералу отнесен и меланит). Железистость гранатов в сторону карбонатного контакта в пределах гранатовой зоны (и пироксен-гранатовой, где пироксен является реликтовым) постоянно возрастает.

В таблице 2 даны результаты замеров показателей преломления гранатов по некоторым разрезам в гранатовой зоне от околоскарновых пород в сторону карбонатного контакта, и содержания андрадитовой молекулы согласно эмпирической формуле В. А. Жарикова [5] для гранатов с содержанием пиральспитов ниже 15%, $n_{андр} = \frac{N - 1{,}735}{0{,}00160}$.

Таблица 2

Результаты замеров показателей преломления и состав граната из различных типов скарнов

№ обр	N	Андр. %*	Андр. %**	№ обр.	N	Андр.*	Андр.**
304	1,830	59,37	—	215а	1,765	18,80	—
305	1,879	90,00	—	215	1,852	73,12	—
307	1,872	85,60	—	214	1,830	59,37	—
				213	4,858	76,90	—
318	1,873	86,25	—	212	1,845	68,75	—
317	1,852	73,12	—				
316	1,872	85,62	—	329	1,789	33,80	50,75
315	1,879	90,00	—	330	1,866	83,10	85,70
313	1,883	92,50	84,35	331	1,872	85,60	84,50
333а	1,757	13,70	—	880	1,770	21,90	20,20
334	1,823	55,00	—	208	1,774	24,40	26,00
334а	1,838	62,70	—	570	1,824	55,60	59,70
335	1,844	68,12	—	586	1,809	46,20	38,50
336	1,859	77,50	—				

Примечания: Гранаты биметасоматических скарнов: 304—307, 318—313, 333а—336, 215а—212, 329—331, сверху вниз в каждом разрезе в сторону от алюмосиликатной к карбонатной породе, Кефашен. 586—гранат из контактовой зоны известняков и вулканических пород. Гранаты контактово-инфильтрационных скарнов 880—гранат из кальцифра, Сурбкар; 208—гранат из скарновой жилы апокарбонатной фации, район с. Кефашен; 570—гранат из жильных скарнов апоалюмосиликатной фации, Гехи.

* По формуле $n_{андр} = \frac{N - 1{,}735}{0{,}00160}$.

** По данным химических анализов.

В этой же таблице приведены содержания андрадитовой молекулы по данным химических анализов имеющихся образцов. Результаты, полученные с помощью формулы В. А. Жарикова и химических анализов кроме обр. 329 и частично обр. 313, хорошо согласуются.

Гранаты из биметасоматических скарнов характеризуются светопреломлением от 1,757 до 1,883 (21 замер). Это соответствует содержанию андрадитового минала от 13,7 до 92,5%. Ю. А. Арапов [1] приводит

химический анализ граната из кефашенских скарнов с 96,16% андрадитового минала. Г. О. Пиджяном [10] описываются гранаты с составом 54,42—88,82% андрадита, однако, к сожалению, не указывается место расположения их в гранатовых зонах.

Наиболее глиноземистыми являются гранаты из контактово-инфильтрационных скарнов апокарбонатной фации как жильного (62,20% гросс.), так и фронтального (70,70% гросс) типов. Количество пиральспитовых гранатов в них несколько повышено—11,33 и 8,66% соответственно (обр. 208 и 880). Состав гранатов из контактово-инфильтрационных скарнов жильного типа (апоалюмосиликатной фации) практически постоянный, судя по замерам показателей преломления—N=1,822—1,825 (54,4—56,20 андр.). Это является признаком инфильтрационного характера процесса [8]. По данным химических анализов, андрадит составляет 59,70% в гранате, а содержание пиральспитов очень низкое—4,01%.

Гранаты из щелочных метасоматитов характеризуются составом 78,85—61,85% андр. и низким содержанием пиральспитовых гранатов—6,0—7,09%. Эти гранаты отличаются темно-коричневой и черной окраской. Нередко центральная часть относительно крупных кристаллов имеет темно-коричневую окраску, а краевая—черную. Переход между ними постепенный, но быстрый.

Единичные анализы биметасоматических скарнов, развитых по контакту вулканических и карбонатных пород, не позволяют выяснить характер изменения их составов. Гранат вблизи карбонатной породы представлен 79,85% андр. (обр. 654, Сурбкар), а из маломощной зоны, развитой вокруг небольшой глыбы вулканической породы, включенной в известняки, имеет состав 37,50% андр. (обр. 586, ущелье р. Гехи).

Приведенные данные указывают на сильно глиноземистый характер гранатов апокарбонатной фации контактово-инфильтрационных скарнов. Наоборот, гранаты из апоалюмосиликатной фации характеризуются более высокой железистостью. В биметасоматических скарнах устанавливаются широкие колебания в составе гранатов в гранатовой зоне от 13,7 до 92,5% андр., причем в сторону карбонатного контакта содержание андрадитовой молекулы, постепенно возрастает. Это является отличительным признаком диффузионного характера процесса [8].

Гранаты развиваются по пироксену, нередко волластониту, а в кальцифирах—также по кальциту. В околоскарновых породах щелочного состава очень наглядно выражено замещение пироксена гранатом. Последний образует псевдоморфозы по длиннопризматическим кристаллам, внутри которых сохранены реликты пироксена. Изучение шлифов из скарновых зон выявляет многочисленные примеры замещения гранатами вышеуказанных минералов.

Гранат и пироксен в известковых скарнах различных типов не являются парагенными, кроме случая околоскарновых щелочных пород святоноситов. В последних идиобластовые тонкие призмочки пироксена включены в сравнительно крупные кристаллы граната. Признаки реакционного взаимоотношения между ними совершенно отсутствуют. При-

мерно 30—40% поверхности кристалла граната в шлифе занимают пойкилобластовые включения пироксена.

Гранаты в основном свежие, сравнительно редко замещаются продуктами менее высокотемпературного скарнового или гидротермального процессов—эпидотом, актинолитом, хлоритом, кварцем, кальцитом.

Пироксен участвует в составе пироксен-плагиоклазовых околоскарновых пород, пироксен-везувиановых кальцифиров и пироксеновой зоны биметасоматических и контактово-инфильтрационных скарнов. Пироксен является одним из главных минералов в околоскарновых щелочных и породах повышенной щелочности—кварцевых метасиенитах, метанордмаркитах, пироксен-арфведсонитовых щелочных метасиенитах, святоноситах, где обычно в различной степени эгиринизирован.

Замеры показателей преломления пироксена малочисленны. Точность определения $\pm 0{,}003$, вследствие чего определение их составов по оптическим данным является приблизительным.

Показатели преломления пироксена из различных типов скарнов варьируют в небольших пределах—по $Ng = 1{,}696—1{,}715$, $cNg = 40—43°$, $+2V = 65—61°$. Приведенные данные показывают, что пироксен относится к магнезиальным разновидностям ряда диопсид-геденбергит с небольшим содержанием иогансенитовой молекулы согласно диаграмме В. А. Жарикова и Д. К. Власовой [4, 5].

Состав пироксена в биметасоматических скарнах меняется в следующих пределах: $Ди_{92-74}$ $Гед_{4-13}$ $Иог_{4-13}$ ($Ng = 1{,}696—1{,}710$, $cNg = 40—42°$, $+2V = 55—58°$), причем по направлению к карбонатному контакту постепенно возрастает содержание геденбергитовой молекулы.

Все замеры показателей преломления из контактово-инфильтрационных скарнов жильного типа (апоалюмосиликатной фации) находятся в пределах $Ng = 1{,}712$ и $1{,}715$, при $cNg = 42—43°$, $+2V = 56—60°$, что отвечает содержанию 73—69 *мол*% диопсида, 20—21 *мол*% геденбергита и 7—10 *мол*% иогансенита. Оптические свойства пироксенов и пироксен-везувиановых скарнов следующие: $Ng = 1{,}708—1{,}712$, $cNg = 41—43°$, $+2V = 57—61°$, что отвечает составу: $Ди_{80-73}$ $Гед_{16-20}$ $Иог_{4-7}$.

По данным Л. Л. Перчука, В. Л. Русинова и Т. Ш. Татевосяна [9], пироксен из околоскарновых пород щелочного состава Сурбкарского месторождения характеризуется составом $Эг_{25,2}$ $Гед_{24,2}$ $Ди_{50,6}$ (валовой состав центральной бесцветной части пироксена и эгириновой каймы). Оптические константы следующие: $Ng = 1{,}718$, $Nm = 1{,}696$, $Np = 1{,}691$, $cNg = 44°$, $+2V = 61°$ (центр зерна), что соответствует по диаграмме Л. Л. Перчука (1964) $Эг_8$ $Гед_{80}$ $Ди_{12}$ и $Ng = 1{,}754$, $Nm = 1{,}736$, $N = 1{,}720$, $cNg = 72°$, $+2V = 80°$ (?) (краевая эгиринизированная часть)—$Эг_{45}$ $Гед_{32}$ $Ди_{33}$. В табл. 3 приводится химический состав этого зонального щелочного пироксена.

Волластонит встречается совместно с гранатом в кефашенских скарнах, а также слагает внешнюю волластонитовую зону в контактово-инфильтрационных скарнах жильного типа апоалюмосиликатной

Таблица 3

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Σ
49,96	0,03	4,20	7,67	7,24	0,32	8,50	18,00	2,78	0,43	0,82	99,95

Аналитик В. Некрасова (ИГЕМ АН СССР), обр. Ар—19/4.

фации. Волластонит образует сноповидные агрегаты, короткопризматические и таблитчатые кристаллы, в которые в виде порфиробластов включены гранаты. Замещается непосредственно гранатами, что доказывается соотношением их в шлифах. В скарнах жильного типа волластонит замещается пироксеном или гранатом.

Оптические свойства волластонита: Ng=1,628—1,629, Np=1.613—1.614, cNp=30—34°, —2V=38—44°, удлинение большей частью положительное. В тех же образцах отмечается и волластонит с отрицательным удлинением. Макроскопически белый, снежно-белый, с шелковистым блеском. Под микроскопом бесцветен.

В табл. 4 приводится химический состав волластонита (аналитик В. А. Бабаян, ИГН АН Арм. ССР) из контактово-инфильтрационных скарнов.

Таблица 4

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	Σ
50,37	0,01	7,00	1.51	1,02	0,27	1,10	35,85	1,65	0,30	1,48	100.56

Кристаллохимическая формула:

$$\left(Ca_{0,74}Fe^{2+}_{0,01}\right)_{0,75}\left((Na_{0,06}K_{0,01})_{0,07}\left(Al_{0,16}Fe^{3+}_{0,02}\right)_{0,18}Si_{0,97}O_3.\right.$$

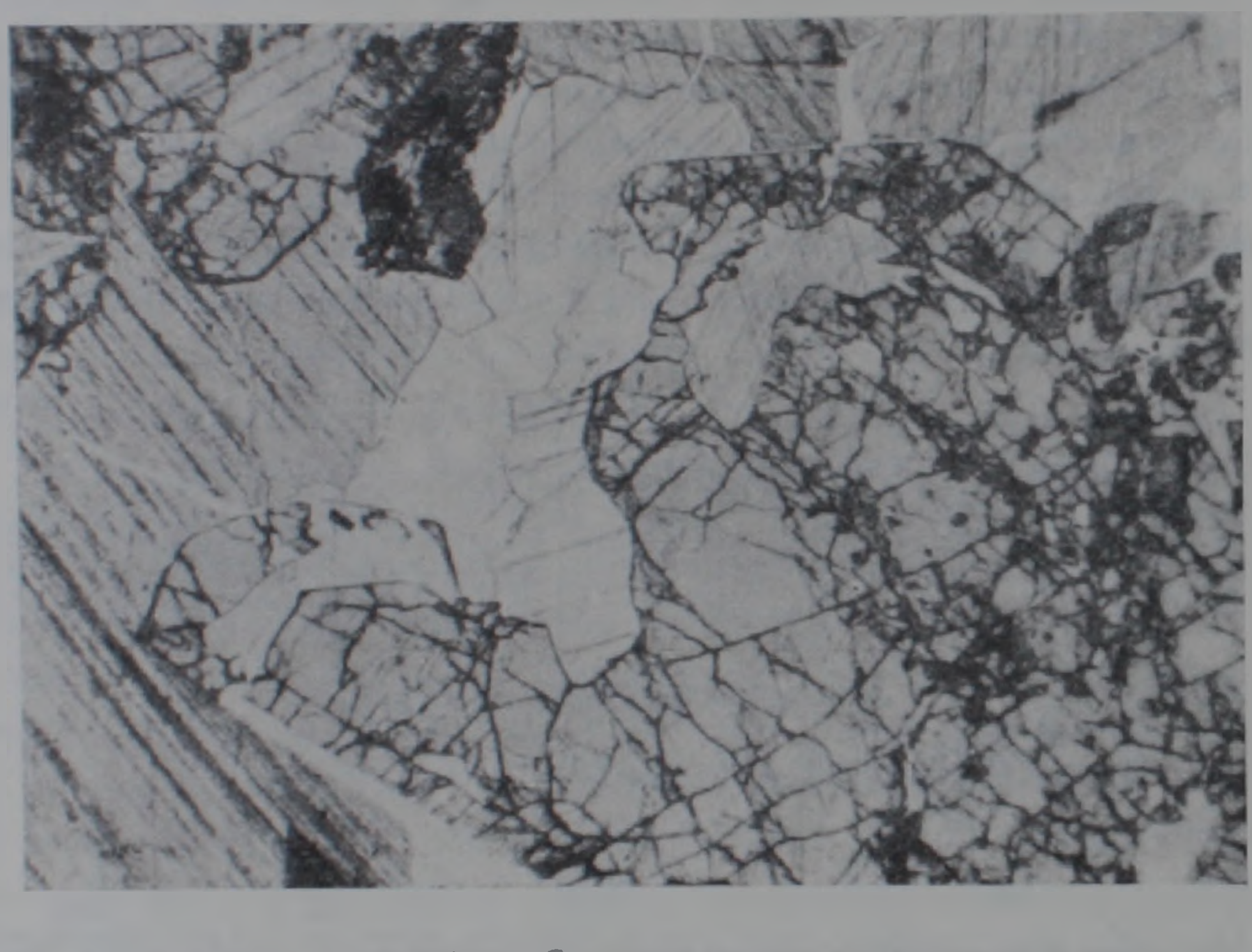
В волластоните отмечается высокое содержание алюминия (0,16 атомных единиц). Доля остальных примесей незначительна. По-видимому, низкое значение показателя преломления связано с примесями или сравнительно повышенным содержанием воды—H_2O=1,48%. Д. С. Белянкиным и В. Л. Петровым [2] описаны волластониты с Np=1,609, что объясняется ими содержанием воды в 0,50% в структуре волластонита.

Везувиан (вилюит) распространен исключительно в сурбкарских контактово-инфильтрационных скарнах фронтального типа, где образует везувиановые и пироксен-везувиановые кальцифры.

Везувиан коричневый, редко зеленоватый. В шлифах бесцветный, бледно-желтый, обладает аномальными интерференционными цветами в ярко-синих, чернильных, фиолетовых тонах. Цвета распределены секториально, иногда зонарно. Характерны также достаточно крупные кристаллы с равномерным распределением цветов.

Везувиан образует кристаллы размером от долей миллиметра до 3—5 *см* в поперечнике. В кальцифирах представлен крупными порфиробластами или гломеробластовыми скоплениями. Наиболее развиты ди-

пирамиды (101) и меньше (111) в комбинации с пинакоидом (001). Призмы (100) и (110) в комбинации с ними или отсутствуют, или развиты очень слабо. Вследствие этого при беглом просмотре эти везувианы легко принять за гранаты. Редко встречаются зеленые везувианы с хорошо развитыми комбинациями призм (100) и (110) с дипирамидами (101) и (111), а также пинакоидом (001). В шлифах наблюдаются и мелкие ксенобластовые зерна, проникающие в кальцитовые или пироксеновые кристаллы, гломеробластовые скопления везувиана. При микроскопическом исследовании очень четко устанавливается развитие крупного монокристалла везувиана по пироксену и кальциту. Пироксен в присутствии везувиана неустойчив, замещается им. Сохранились мелкие зерна пироксена, захваченные при росте везувиана (фиг. 4).



Фиг. 4. Везувиан в кальцифире. Содержит включения кальцита и пироксена.
Шл. 1095, об. 9[x], ник.+.

В центральных частях кристаллы везувиана бывают чистыми от включений пироксеновых и кальцитовых зерен.

Везувиан оптически одноосный, положительный, вследствие чего относится нами к вилюиту. Двупреломление 0,003—0.005, Ng = 1,721. В табл. 5. приведены химические составы и кристаллохимические формулы везувианов.

По У. А. Диру и др. [3], фактором, определяющим образование граната или везувиана, служит присутствие или отсутствие фтора и других летучих. Согласно Д. С. Коржинскому [7], под влиянием некоторых примесей вместо гроссуляра может появиться везувиан.

Кальцит кристаллизуется одновременно и несколько позже высокотемпературных скарновых минералов. Зерна кальцита располагаются в интерстициях гранатов или везувианов и приспосабливаются к их

Таблица 5

Химические составы и кристаллохимические формулы везувианов из Сурбкарских контактово-инфильтрационных скарнов

Окислы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	Σ
882	36,38	0,90	15,57	4,50	0,71	0,05	3,96	36,45	0,10	0,12	1,08	99.82
883	36,19	0,80	15,89	3,88	0,86	0,05	4,04	36,73	0,61	0,61	1,63	100,29
661	35,85	0,74	15,12	4,24	0,51	0,06	4,35	37,10	0,05	0,02	2,20	100,24

Кристаллохимические формулы:

882 $Ca_{8,97}(Mg_{1,36}Fe^{2+}_{0,14}Mn_{0,01}Al_{0,49})_{2,0}(Al_{3,25}Fe^{3+}_{0,78})_{4,03}(Si_{8,37}Ti_{0,15}Al_{0,48})_{9,0}O_{33}(O_{2,35}OH_{1,65})_{4,0}$

883 $Ca_{9,02}(Mg_{1,40}Fe^{2+}_{0,16}Mn_{0,01}Al_{0,43})_{2,0}(Al_{3,32}Fe^{3+}_{0,66})_{3,98}(Si_{8,31}Ti_{0,14}Al_{0,55})_{9,0}O_{33}(O_{3,04}OH_{0,96})_{4,0}$

661 $Ca_{9,16}(Mg_{1,50}Fe^{2+}_{0,09}Mn_{0,01}Al_{0,40})_{2,0}(Al_{3,10}Fe^{3+}_{0,74})_{4,84}(Si_{8,28}Ti_{0,12}Al_{0,60})_{9,0}O_{33}(O_{0,62}OH_{3,38})_{4,0}$

Примечание. Аналитики: И. А. Ерибекова, НИГМИ, Ереван (882, 883). А. А. Петросян, ИГН АН Арм. ССР (661).

контурам. Кальцит в экзоскарновой зоне является частично реликтом мраморизованных известняков. При разложении граната и пироксена вместе с другими постериорными минералами — эпидотом и кварцем, появляется и кальцит второй генерации.

Эпидот в биметасоматических скарнах встречается в виде крупных радиально-лучистых агрегатов, шестоватых кристаллов размером до 3—4 *см* в длину, а также в неправильных зернах совместно с кальцитом или кварцем. Развивается преимущественно по гранату. Вместе с хлоритом и другими низкотемпературными минералами находится внутри разложенных скарновых минералов. Известны раздробленные участки граната, «сцементированные» эпидотом и кальцитом, или кальцитом и кварцем. Эпидотовые прожилки, содержащие кварц и кальцит, пересекают как биметасоматические, так и контактово-инфильтрационные скарны жильного типа.

Оптические свойства эпидота обычные: $Ng=1,745$, $-2V=68-75°$, $cNp=15°$. В шлифах желтовато-зеленый или нередко почти бесцветный. Характеризуется сильной аномальной интерференционной окраской.

Эпидот появляется в условиях пироксен-эпидотовой температурной фации, как результат разложения высокотемпературных скарновых минералов. Выдержанные зоны или скопления эпидота отсутствуют. Встречается в виде гнезд, рассеянных в гранатовой зоне, особенно в местах их дробления.

Химические составы эпидота приведены в табл. 6, из кефашенских скарнов (обр. 1214) и зоны эпидозита (обр. 368), находящейся в кварцевых диоритах Ковшутского массива. Эпидот из скарнов отличается несколько повышенным содержанием глинозема и пониженным — окисного железа по сравнению с эпидотом из эпидозитов. Однако оба эпидота

Таблица 6

Химический состав эпидота

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	Σ
1214	36,01	0,29	23,15	13,63	0,88	0,30	0,33	23,53	0,12	0,05	2,69	100,90
368	40,03	0,16	17,60	17,35	0,37	0,15	0,21	23,01	0,07	0,05	1,90	99,96

Кристаллохимические формулы:

1214 $(Ca_{2,01}Fe^{2+}_{0,06})_{2,07}(Al_{2,18}Fe^{3+}_{0,81}Mg_{0,03}Mn_{0,02}Ti_{0,02})_{3,06}Si_{2,87}(O_{11,77}OH_{0,23})_{12}OH$

368 $(Ca_{1,98}Fe^{2+}_{0,03})_{2,01}(Al_{1,68}Fe^{3+}_{1,05}Mg_{0,02}Mn_{0,01}Ti_{0,01})_{2,77}Si_{3,22}(O_{11,19}OH_{0,81})_{12}OH$

Примечание: 1214—из известковых скарнов, Кефашен. 368—из эпидотизированных гранитоидов, Ковшутский массив. Аналитик С. Г. Чаталян, ИГН АН Арм. ССР.

характеризуются высоким содержанием железа и очень низким—марганца.

Актинолит развивается преимущественно по пироксену, который нередко бывает полностью превращен в актинолитовый агрегат Оптические свойства актинолита обычные. Отмечается и внутри кристаллов кальцита, расположенных вблизи пироксена.

Кварц вместе с кальцитом, эпидотом, актинолитом или хлоритом появляется в продуктах разложения гранатов и пироксена. Содержание кварца в скарнах не превышает 2—3%. Обычно встречается в интерстициях граната в виде ксенобластовых зерен или в трещинках, проходящих по гранатам. Раздробленные гранаты по отдельным направлениям бывают обычно сцементированы кварцем или кальцитом.

Хлорит представлен редкими чешуйками или радиальнолучистыми кристаллами в гранатах. В шлифах слабо зеленоватый или почти бесцветный. Двулреломление низкое 0,002—0,005. Отличается аномальными интерференционными цветами—темно-синие, фиолетовые. Удлинение лучистых кристаллов положительное и отрицательное.

Плагиоклаз встречается исключительно в околоскарновых породах в парагенезисе с пироксеном, а также в виде реликтов в гранатовых эндоскарнах. Плагиоклаз в околоскарнозых породах содержит 60—90% *ан*, а в близскарновых породах повышенной щелочности и неизмененных гранитоидах становится более кислым — 40—36% *ан*.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 14.III.1973

Հ. Գ. ԳՈՒՅՈՒՄՋՅԱՆ

ԳԵՂԻ ԳԵՏԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ԿՐԱՅԻՆ ՍԿԱՐՆԵՐԻ ՄԻՆԵՐԱԼԱՅԻՆ ԿԱԶՄԸ

Ամփոփում

Հոդվածում տրվում են սկառնային հանքավայրերի գլխավոր միներալների՝ գրանատի, պիրոքսենի, վոլաստոնիտի, վեզուվիանի և էպիդոտի մանրա-

դիտակային ուսումնասիրության արդյունքները, քիմիական կազմը, բյուրեղագրական բանաձևները։ Երկրորդային միներալները՝ քվարցը, կալցիտը, բլորիտը, ակտինոլիտը, ինչպես և էպիդոտը ընդհանուր առմամբ ունեն չնչին տարածում, որով և բացատրվում է հիդրոթերմալ գործունեության թույլ ազդեցությունը Գեղի գետի ավազանի սկառնային գոտիների վրա։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Арапов Ю. А.* Особенности генезиса и минералогии скарнов некоторых районов Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, сер. естеств. наук, № 2, 1946.
2. *Белянкин Д. С., Петров В. П.* Гибшит в Грузии. ДАН СССР, т. 24, № 4, 1939.
3. *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 1, «Мир», 1965.
4. *Жариков В. А., Власова Д. К.* Диаграмма состав свойства пироксенов идиоморфной серии диопсид-геденбергит-иогансенит. ДАН СССР, т. 105, № 4, 1955.
5. *Жариков В. А., Власова Д. К.* Контактовые роговики и скарны Майхуры. В сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961.
6. *Жариков В. А.* Некоторые закономерности метасоматических процессов. В сб.: «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». «Недра». М., 1966.
7. *Коржинский Д. С.* Образование контактовых месторождений. Известия АН СССР, сер. геол., № 3, 1945.
8. *Коржинский Д. С.* Различие инфильтрационной и диффузионной метасоматической колонки в отношении минералов переменного состава. ДАН СССР, т. 86, № 3, 1952.
9. *Перчук Л. Л., Русинов В. Л., Татевосян Т. Ш.* Геологические и физико-химические закономерности формирования минеральных ассоциаций массива Пиришкая, Баргушатского хребта южной Армении. Уч. записки Ереванского ГУ, т. 99, 1965.
10. *Пиджян Г. О.* О гранатах бассейна р. Гехи. Известия АН Арм. ССР, сер. физ-мат. ест. и техн. наук, т. 5, № 4, 1952.
11. *Цинзерлинг Е. В.* Искусственное двойникование кварца. Изд-во АН СССР, 1961.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 5, 48—55, 1974

УДК 550.84

А. А. АВАКЯН, С. У. ВАРТАНЯН, С. П. САРКИСЯН

ПОВЕДЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ИНДИКАТОРОВ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЗОНАХ РАССЕЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ДАСТАКЕРТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На Дастакертском месторождении в связи с контактом разнородных пород и тектоническими трещинами, известными в качестве рудоконтролирующих структур [4] часто наблюдаются аномальные концентрации основных элементов-индикаторов медно-молибденового оруденения. В то же время морфологическими особенностями рудных тел обусловлено широкое распространение зон рассеянной минерализации, не связанных с какими-либо конкретными рудными телами. Изучение поведения элементов-индикаторов в вышеуказанных аномалиях интересно как с точки зрения распределения элементов в зонах рассеянной минерализации, так и установления параметров подобных зон, на основании которых можно было их отличить от эндогенных ореолов рассеяния. Ниже рассмотрены некоторые участки аномальных концентраций в породах штолен Южная и Новая, выявленные на основании геохимического опробования по определенной методике [1].

Из рассмотренных сорока химических элементов повышенные содержания в породах в тех или иных геологических условиях обнаруживают лишь Cu, Mo, Ag, Pb, Zn, J. В нижеследующем изложении за единицу содержания элементов приняты величины геохимического фона в соответствующих породах, что более соответствует поставленной задаче—установлению степени обогащения пород данным элементом, чем его абсолютные содержания. Величина геохимического фона рассчитана статистически для месторождения в целом. В геохимических пробах с содержанием элементов-индикаторов в несколько единиц геохимического фона минералогическим анализом обнаружены соответствующие минералы, а также самородное серебро, при повышенных содержаниях последнего. Содержания металлов в других формах весьма небольшие и на их валовом содержании, превышающем фоновые, не может сказаться. Например, химическим анализом установлено, что при валовом содержании в пробе меди — 0,012% и молибдена $2{,}3 \cdot 10^{-1}$% сульфидная форма меди составляет—0.011%, молибдена—$2{,}0 \cdot 10^{-4}$ %. Как известно, повышенные содержания йода, являющегося индикатором гидротермального процесса, минеральные формы не обнаруживают. Указанные формы нахождения элементов свидетельствуют о том, что обогащение пород в рассматриваемых случаях является хотя и неинтенсивным, но проявлением процесса рудообразования.

Следует отметить, что примерно в 70% проб, характеризующих породы штолен Южная и Новая, содержания Cu, Mo, Pb, Zn, Ag приближаются к фоновому, колеблясь в пределах 0,5—1,5 единиц геохимического фона. Содержание йода большей частью остается несколько выше фонового, не превышая однако двукратной величины фона. Любое значительное превышение содержаний указанных элементов над фоновыми обнаруживает видимую связь с геологическими факторами. Наиболее часто повышенные содержания элементов приурочены к контактам разнородных пород, в частности роговиков с гранодиоритами. Рассмотрим один из участков повышенного содержания Cu, Mo, Pb, Zn, Ag и в некоторой степени J. Содержание элементов, за исключением последнего, повышается до нескольких десятков единиц геохимического фона (ГФ) (табл. 1). Количественное соотношение элементов в пробах очень не-

Таблица 1

Рапределение основных элементов-индикаторов медно-молибденового оруденения вокруг контакта роговиков и гранодиоритов на Дастакертском месторождении

№ пробы	Породы	Содержания в ГФ						Отношения содержаний ГФ элементов			Расстояние от контакта, м
		Cu	Mo	Pb	Zn	Ag	J	Cu : Mo	Pb : Zn	Pb : Mo	
1	гранодиориты	1,7	0,7	0,3	0,5	0,4	1.2	2,4	0,6	0,4	38,0
2		1,4	1,5	0,9	0,5	1,2	1,0	0,9	1,8	1,6	30,0
3		1,5	2,5	2,8	0,5	1.8	2,0	0,8	5,6	0,9	15,0
4		0,8	1,2	2,1	0,6	2,2	1,0	0,6	3,4	0,6	6,0
5		8,0	0,7	3,0	2,5	1,4	2,5	11,4	4,2	4,2	3,0
6		13,0	1,0	4,0	1,0	1,5	2,0	13,0	4,0	6,0	1,0
7	роговики	28,0	2,0	4,0	0,5	40,0	1,2	14,0	8,0	5,5	0,5
8		27,0	18,0	18	0,6	5,0	1,2	3,2	30,0	1,0	4,0
9		52,0	13,0	58	6,0	170,0	1,2	4,8	9,7	4,5	8,5
10		88,0	3,0	6,0	1.2	25,0	1,3	29,0	5,0	2,0	9,5
11		3,0	0,7	28	4,5	50,0	1,0	4,0	6,2	4,6	12,0
12		17,0	1,3	8,5	2,0	35,0	0,8	13,0	4,2	6,6	28,5
13		80,0	4,8	0,9	1,0	35,0	0,9	16,0	0,9	0,2	32,0
14		7,0	2,4	1,5	0,8	2,0	0,7	29,0	6,0	0,6	56,0
15		1,0	0,9	1,0	0,5	1,0	0,8	1,1	2.0	0,1	70,0

устойчивое. Отношение Cu : Mo, например, в единицах ГФ колеблется от десятых долей до первых десятков. То же отношение в процентах колеблется в еще больших пределах, но остается много больше единицы. По данным К. А. Карамяна [4], отношение Cu : Mo в медном типе руд составляет в среднем 100 : 6 (с пределами от 100 : 4 до 100 : 42), в медно-молибденовом—100 : 41,6 (с пределами от 100 : 23 до 100 : 76). Эти же отношения, выраженные в единицах ГФ, составляют в среднем 12 (от 7,5 до 15) и 4,5 (от 6 до 2,5). В рассматриваемом случае, в среднем, отношение Cu : Mo от центра к периферии аномалии, т. е. в направлении уменьшения концентрации элементов, уменьшается, приближаясь к величине аналогичного отношения в руде. Отмеченные значительные колебания величины отношения Cu : Mo связаны с неравномерностью их распределения в породе, несовпадением высоких содержаний Cu и Mo в

пробах. В то же время из табл. 1 без специальных расчетов явствует, что в среднем породы значительно более обогащены медью, чем молибденом.

Отношение абсолютных величин содержаний свинца и цинка колеблется в пределах 0,1—1,0, что соответствует максимальному преобладанию одного элемента над другим в десять раз. Такие колебания не выходят за пределы количественного соотношения содержания этих элементов в руде.

Отношение Pb : Zn в единицах геохимического фона более стабильно и не превышает 30, оставаясь всегда больше единицы. Наиболее высокие содержания Pb и Zn совпадают (табл. 1), что также является причиной стабильности отношения этих элементов. Отношения Cu : Mo и Pb : Zn не зависят друг от друга. Отношение Pb : Zn довольно однообразно при небольших содержаниях и резко колеблется вблизи контакта как в роговиках, так и гранодиоритах, где обнаруживаются пространственно несовпадающие, высокие содержания этих элементов. В пробах с содержаниями молибдена и свинца, близкими к фоновым, первый преобладает. Таким образом, рассмотренные отношения содержаний элементов показывают, что количественно элементный состав аномалии не постоянный и меняется от одной пробы к другой, причем поведение меди и молибдена с одной стороны и свинца и цинка с другой—вовсе независимы друг от друга.

Рассматриваемая геохимическая аномалия имеет асимметричную форму, распространяясь значительно шире в роговиках (пробы 8—15, табл. 1), чем в гранодиоритах (пробы 1—7, табл. 1). Наибольшую ширину имеет аномалия меди, в роговиках она достигает 70 *м*, в гранодиоритах—примерно 40 *м*. Ширина аномалий остальных элементов несколько меньше (табл. 1) Ввиду резких колебаний содержаний элементов, построение теоретической кривой распределения элементов и, следовательно, расчет по ней градиента концентрации оказывается невозможным. Для установления характера изменения степени обогащения пород рассматриваемыми элементами, в каждой пробе рассчитано отношение концентрации элементов (C_x) к расстоянию (x) по профилю между данной пробой и пробой с содержанием элемента, равным ГФ, т. е. до конца аномалии элемента. Величина этого отношения (m) служит приближенной оценкой градиента концентрации элемента в аномалии и может служить для сравнения по этому признаку как различных элементов, так и аномалий. Величины отношения (m), приведенные в табл 2, естественно, наибольшие в точках максимальных содержаний (C_{max}) и довольно неравномерно убывают в стороны от максимальных концентраций. Такое поведение величины «m» соответствует характеру кривой распределения элементов в эндогенных ореолах, по данным С. В. Григоряна и Е. М. Янишевского, теоретически имеющей вид экспоненты [3]. Рассмотренные величины «m» для отдельных элементов в зависимости от удаления от максимальной концентрации выявляют следующие особенности их поведения. Медь в роговиках на значительном расстоянии от максимального содержания, связанного с контактом указанных по-

Таблица 2

Распределение основных элементов-индикаторов вокруг контакта роговиков и гранодиоритов

№ пробы	Расстояние от контакта, *м*	Отношение $C_{x/x} = m$						Породы
		Cu	Mo	Pb	Zn	Ag	J	
165	38,0	0,3	0,0					Гранодиориты
166	30,0	0,04	0,1	0,0		0,0	0,0	
167	15,0	0,02	0,008	0,1		0,02	0,06	
169	6,0	0,0	0,047	0,05		0,05	0,0	
170	3,0	0,2	0,0	0,08		0,01	0,1	
171	1,0	0,4	0,0	0,1		0,01	0,08	
172	0,5	0,7	0,03	0,1		1,2	0,01	Роговики
173	4,0	0,7	0,3	0,5	0,0	0,11	0,02	
174	8,5	1,10	0,22	0,9	0,23	2,73	0,06	
175	9,5	1,5	0,03	0,09	0,009	0,4	0,1	
176	12,0	0,05	0,0	0,46	0,17	0,9	0,0	
177	28,8	0,6	0,008	0,18	0,3	0,8		
178	32,0	2,1	0,1	0,0	0,0	0,9		
179	56,0	0,43	0,1	0,03		0,07		
180	70,0	0,0	0,0	0,0		0,0		

род с гранодиоритами, сохраняет высокие содержания. В гранодиоритах величина «m» отчетливо обнаруживает тенденцию быстрого уменьшения, достигая минимальной величины значительно раньше, чем в роговиках. Те же особенности отмечаются в поведении молибдена и свинца. Одновременно заметно, что по тому, как быстро убывают их величины «m» по мере удаления от максимальных концентраций элементы располагаются в следующем порядке: Mo, Cu, Pb. В этом же порядке возрастает ширина аномалий элементов.

Максимальные концентрации различных элементов, также являющиеся характеристикой их распределения, пространственно не совпадают, т. е. обнаруживаются в различных пробах. Максимальные концентрации Cu и Mo наблюдаются в роговиках, Pb и Zn максимально концентрируются в апофизе гранодиоритов в роговиках и в обоих случаях отстоят от контакта на несколько метров. Это, видимо, объясняется неблагоприятными физико-механическими свойствами приконтактовой полосы пород, возникшими вследствие контактового взаимодействия. Так, роговики на контакте с гранодиоритами заметно уплотнены. Упругие свойства этих пород выше, чем у их измененных разновидностей, в которых обычно на месторождении локализуется оруденение (табл. 3).

В изученных породах широко распространены аномальные участки, имеющие резко ограниченный элементный состав. В качестве примера рассмотрим контакт роговиков с гранодиоритами, вскрытый в стволе шт. «Новая», вокруг которого обнаруживаются аномальные содержания меди и молибдена (табл. 4). Кроме указанных элементов лишь содержание йода на контакте пород достигает двукратной величины ГФ.

В роговиках ширина геохимической аномалии меди и молибдена почти одинакова и равна примерно 30 *м*. В гранодиоритах ширину ано-

Таблица 3

Физико-механические константы пород Дастакертского месторождения

Породы	Модуль упругости, 10^{-5} кг/см²	Модуль сдвига 10^{-5} кг/см²	Коэффициент Пуассона
Роговики	6,58	2,67	0,20
Гранодиориты	7,38	3,10	0,22
Гидротермально измененные роговики	4,8—5,5	2,1—2,2	0,23—0,21
Диоритовые порфириты (дайковые породы)	6,15	2,62	0,20

малии проследить не удается в связи с наложением повышенных содержаний меди и молибдена, пространственно связанных с тектонической трещиной (пробы 14, 15). Максимальные содержания как меди (60 ГФ), так и молибдена (120 ГФ) наблюдаются в роговиках, в контакте с гранодиоритами и в полосе шириной около десяти метров (табл. 4). В гранодиоритах содержания меди и молибдена, связанные с контактом, не превышают пятикратной величины ГФ.

Таблица 4

Распределение элементов вокруг контакта роговиков и гранодиоритов

Породы	№ пробы	Содержания элементов в пробах ГФ		Отношение содержания	Отношение $\frac{C_x}{x} = m$		Расстояние от контакта, м
		Cu	Mo	Cu : Mo	Cu	Mo	
Роговики	1	1,0	0,5	2,0			38,0
	2	2,0	1,8	1,1	0,1	0,2	30,0
	3	11,0	12,0	0,9	0,5	0,6	18,0
	4	22,0	25,0	0,88	0,7	0,9	11,0
	5	15,0	120,0	0,12	0,4	3,7	4,0
	6	60,0	58,0	1,04	1,6	1,35	2,0
	7	6,0	2,5	2,4	1,2	0,35	1,5
	8	0,5	1,1	0,46	0,0	0,05	0,5
Гранодиориты	9	2,2	2,2	1,0	1,3	0,5	1,8
	10	2,2	1,3	1,7	0,0	1,6	2,8
	11	0,5	2,0	0,25	0,6	0,0	3,0
	12	0,5	4,5	0,11	1,2	0,0	5,5
	13	15,0	60,0	0,25	5,0	0,8	10,5
	14	10,0	40,0	0,25	0,5	0,5	11,0
	15	2,2	4,2	0,52	0,16	0,2	12,0
	16	0,5	10,0	0,21			32,0

Отношение Cu : Mo колеблется в значительно меньших пределах, чем в предыдущем случае (2,4—0,25). Но в обоих случаях наибольшие колебания рассматриваемого отношения наблюдаются в пробах с высокими содержаниями элементов. Отношение Cu : Mo в данном случае не превышает соответствующую величину в рудах и чаще остается меньше единицы, свидетельствуя о большем обогащении пород молибденом, чем медью.

Приведенные в табл. 4 величины «m» свидетельствуют о том, что вблизи рассматриваемого контакта пород степень обогащения роговиков

медью резко непостоянна и уменьшение ее происходит незакономерно. От максимальной же концентрации к периферии аномалии степень обогащения роговиков медью убывает почти равномерно. Последнее особенно заметно для молибдена, величины «m» которого последовательно уменьшаются вплоть до проб с фоновыми содержаниями. В гранодиоритах величины «m» для обоих элементов уменьшаются резко скачкообразно.

В качестве третьего примера зоны рассеянной минерализации приведен контакт роговиков с гранодиоритами, характеризующийся невысокими концентрациями Cu и Mo (табл. 5). Содержания элементов не превышают соответственно 3 и 10 ГФ. В тех же пробах содержания Pb, Zn, Ag, J за редким исключением не превышают фоновые величины. Отношение Cu : Mo не выходит за пределы, характерные для руды, и близко единице. Степень убывания концентраций Cu и Mo одинакова, почти равномерна. Ширина зоны равна всего 4 *м* в роговиках и еще меньше в гранодиоритах (табл. 5).

Таблица 5

Распределение элементов вокруг контакта роговиков и гранодиоритов

Породы	Содержания в ГФ		Отношение Cu : Mo	Отношение $\frac{C_x}{\bar{x}} = m$		Расстояние от контакта, *м*
	Cu	Mo		Cu	Mo	
Роговики	0,6	1,0	0,8	0,0	0,0	5,5
	1,3	1,5	0,5	0,3	0,5	4,5
	2,0	2,0	1,0	0,5	0,5	3,5
	2,5	2,5	1,0	0,4	0,4	1,5
	1,0	3,0	3,3	1,6	0,4	0,0
Гранодиориты	1,3	0,5	2,6	0,03	0,0	

Наибольшая величина отношения «m» как здесь, так и в приведенных выше примерах соответствует максимальным концентрациям в зонах. В роговиках величины «m» для разных элементов отличаются. Для одного элемента указанное отношение в разных случаях имеет величину одного порядка, а для меди они почти равны. Этот факт свидетельствует о прямой связи между максимальными концентрациями в зоне рассеянной минерализации и шириной последней. Сравнение описанных зон, связанных с контактом гранодиоритов и роговиков позволяет отметить и другие их особенности. Элементный состав зон качественно и количественно изменчив, в сверхфоновых концентрациях постоянно присутствуют лишь Cu и Mo. Количественные соотношения меди и молибдена, с одной стороны, и свинца и цинка—с другой, резко непостоянны и не соответствуют аналогичным соотношениям в рудах. Указанные факты заставляют даже без расчета корреляционных связей, считать что, в некоторых зонах обогащение пород медью и молибденом происходит независимо от процесса накопления свинца и цинка, а сами зоны аналогичны полиформационным эндогенным ореолам. Такой механизм образования зон рас-

сеянной минерализации соответствует установленным на месторождении разновременным стадиям минерализации. Отношение Cu : Mo в зонах непостоянное и в отдельных пробах часто содержание молибдена по сравнению с медью значительно больше, чем в рудах медно-молибденового типа, что объясняется неравномерностью минерализации.

Ширина зон рассеянной минерализации в роговиках больше, чем в гранодиоритах. Причиной этого служит то, что рассмотренные роговики в той или иной степени гидротермально изменены, вследствие чего, как показывают физико-механические исследования, приобретают большую эффективную пористость и склонность к трещиноватости (табл. 3), благоприятствующую рассеиванию элементов в этих породах.

Рассмотрено также распределение элементов-индикаторов вокруг большого числа тектонических трещин. Вблизи них независимо от их мощности содержания элементов имеют различные величины—от равных ГФ и ниже до многократно превышающих. В основном повышенными содержаниями обладают Cu и Mo. В случае резко повышенных содержаний этих элементов обнаруживаются и сверхфоновые содержания Pb, Zn, Ag, иногда достигающие первых десятков ГФ. Приведенные в табл. 6 содержания элементов в измененных породах тектонических трещин и вокруг них, видимо, свидетельствуют о различной роли тектонических трещин в распределении элементов. При аргиллитизации пород в тектонической трещине, как свидетельствуют Х. Альмонд и Х. Т. Морис [2], медь и молибден могут быть вынесены кислыми растворами, характерными для этого процесса. Этому процессу, очевидно, соответствуют содержания в переработанной породе трещин элементов ниже их фоновой величины или фоновые и не превышающие их многократно содержания элементов во вмещающих породах. В качестве примера может служить распределение элементов, связанное с тектоническими трещинами 2 и 5 (табл. 6). В других случаях, когда подобные тектонические трещины служат путями передвижения рудоносных растворов, т. е. могут быть связаны с ниже- или вышележащими рудными телами, в боковых породах могут концентрироваться элементы в количествах, сущест-

Таблица 6

Содержание элементов вблизи тектонических трещин

Содержание элементов ГФ							
Вмещающие породы				Измененные породы тектонических трещин			
Висячий бок		Лежачий бок		Висячий бок		Лежачий бок	
Cu	Mo	Cu	Mo	Cu	Mo	Cu	Mo
25,0	50,0	6,0	10,0	1,8	0,8	1,5	1,5
1,5	1,8	0,9	0,6	—	—	0,3	0,2
7,0	10,0	5,0	4,0	1,5	2,0	1,0	1,0
3,0	4,0	1,5	8,0	0,5	0,5	0,5	0,5
1,2	1,5	0,9	0,8	0,5	0,3	0,5	0,3

венно превышающих фоновые содержания. В измененных породах описываемых тектонических трещин содержания элементов часто выше фоновых, но остаются меньше, чем во вмещающих породах. Примером могут служить трещины 1, 3, 4 (табл. 6). Подобное явление наблюдали Х. Т. Моррис и Т. С. Ловеринг на полиметаллических месторождениях США [5].

Во всех случаях, когда удавалось сравнить содержания элементов в породах висячего и лежачего боков тектонических трещин, обнаруживалось преобладание в первых содержаний меди и молибдена. Это явление наблюдается независимо от степени околотрещинного обогащения пород указанными элементами и, возможно, в какой-то степени объясняется тенденцией молибдена и частично меди накапливаться гипсометрически выше рассеивающего рудные элементы тела.

Заслуживает внимания также поведение меди и молибдена в породах даек и вмещающих их породах. Сколько нибудь повышенных содержаний других элементов в указанной обстановке обнаружить не удалось. Фоновое содержание меди и молибдена в породах даек значительно ниже, чем в роговиках и гранодиоритах. В таблице 7 приведены со-

Таблица 7

Содержание Cu и Mo в дайковых и вмещающих породах

Порода	Расстояние от контакта, *м*	Содержание ГФ	
		Cu	Mo
Гранодирит	5,0	0,4	0,6
"	2,5	0,5	0,4
"	0,2	0,4	0,4
	Дайка 1		
Диабазовый порфирит	0,2	0,6	0,6
" "	0,5	0,8	0,6
" "	1,5	0,4	0,1
Гранодиорит	3,0	0,9	1,0
	0,5	1,0	0,8
	Дайка 2		
Диабазовый порфирит	0,1	0,3	0,2
" "	0,2	0,3	0,1
Гранодиорит	0,7	0,9	0,9
	Дайка 3		
Диабазовый порфирит	0,4	0,9	0,8
Гранодиорит	0,3	2,5	0,1
Роговик	20—10	0,6—0,7	0,4
"	2,5	1,7	1,1
"	0,6	2,0	1,8
	Дайка 4	висячий бок	
Диабазовый порфирит	0,4	2,0	1,8
" "	1,5	1,5	1,0
" "	5,0	1,0	1,0
	лежачий бок		
" "	1,5	0,6	0,6
" "	0,6	3,0	1,5
Роговик	0,4	2,5	2,0
"	2,0	1,5	
"	3—10	1,0—0,8	1,0—0,7

держания Cu и Mo во вмещающих гранодиоритах и диабазовых порфиритах, выраженные в единицах ГФ в соответствующих породах.

Как во вмещающих диоритах, так и в породе даек 1, 2, 3 (табл. 7) содержания меди и молибдена не превышают соответствующие фоновые величины. При этом, абсолютные содержания элементов во вторых значительно ниже, чем в первых. Дайка 4 (табл. 7) мощностью около 10 м имеет тектонические контакты с вмещающими гидротермально измененными, пиритизированными роговиками. В приконтактовых частях как в роговиках, так и диабазовых порфиритах дайки содержания меди и молибдена вдвое превышают фоновые. В обоих породах по мере удаления от контактов содержания элементов уменьшаются, в роговиках—медленнее, в породе дайки—резко. Приведенные примеры показывают прямую связь между содержанием элементов во вмещающих породах и породах даек, их относительное соответствие физико-механическим свойствам соответствующих пород (табл. 3).

Приведенные выше данные позволяют сделать некоторые обобщения. Вокруг контактов разнородных пород и тектонических трещин наблюдаются повышенные содержания рудных элементов, видимо, во многих случаях представляющие собой зоны рассеянной минерализации, не являющиеся ореолами определенных рудных тел. Однако особенности поведения элементов, естественно, могут быть распространены и на эндогенные ореолы рудных тел. Элементный состав указанных зон качественно и количественно различный и некоторые зоны имеют полиформационный характер. Вследствие этого наиболее надежными индикаторами промышленного оруденения на месторождении являются медь и молибден. Эти элементы значительно шире рассеиваются в измененных роговиках, чем гранодиоритах. По горизонтали ширина аномалий меди больше, чем молибдена и для обоих элементов зависит от продуктивности рассеивающего тела.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР,
Армнипроцветмет

Поступила 14.XI.1973.

Ա. Ա. ԱՎԱԳՅԱՆ, Ս. Ռ. ՎԱՐԴԱՆՅԱՆ, Ս. Պ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

ՊՂԻՆՁ-ՄՈԼԻԲԴԵՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ԻՆԴԻԿԱՏՈՐ-ՏԱՐՐԵՐԻ ՏԱՐԱԾՄԱՆ ՕՐԻՆԱՉԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԴԱՍՏԱԿԵՐՏԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐՈՒՄ

Ամփոփում

Ուսումնասիրված է թվով 40 քիմիական տարրերի տարածումը Դաստակերտի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրի հանք պարունակող ապարներում։ Դրանցից են միայն Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, J, որոնց պարունակությունը ապարներում էապես գերազանցում է համապատասխան ֆոնային մեծություններր։

Ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ տարբեր ապարների կոնտակտների և տեկտոնական ճեղքերի շուրջը դիտվում են հանքային տարրերի բարձր պարունակություններ, որոնք բազմաթիվ դեպքերում կազմում են ինքնուրույն ցրված հանքայնացման զոնաներ և կապված չեն արդյունաբերական հանքային մարմինների հետ։ Սակայն հանքային տարրերի տարածման առանձնահատկությունները հավանաբար պահպանվում են նաև հանքային մարմինների էնդոգեն եզրապսակներում։ Քիմիական տարրերի տեսակետից այդպիսի զոնաների կազմությունը ցուցաբերում է քանակական և որակական լական տարբերություններ և դրանց մի մասն, ըստ երևույթին, ունի պոլիֆորմացիոն բնույթ։ Այդ բանի հետևանքով պղինձ-մոլիբդենային հանքայնացման առավել վստահելի ինդիկատորներ կարող են ծառայել Cu և Mo. Այդ տարրերն ավելի լայն տարածում ունեն փոփոխված եղջրաքարերում, քան գրանոդիորիտներում, որը և համապատասխանում է այդ ապարների ֆիզիկամեխանիկական հատկություններին։ Հորիզոնական ուղղությամբ պղնձի անոմալիաների չափերը ավելի են, քան մոլիբդենինը և երկուսի համար էլ այդ մեծությունը կախված է ցրող մարմնի արդյունավետությունից, հզորությունից և այդ տարրերի պարունակությունից։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авакян А. А.* К методике геохимического опробования неравномерно минерализованных пород на примере Дастакертского месторождения. Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле, № 6, 1971.
2. *Альмонд X.* и *Моррис X. Т.* Геохимическая техника, использованная при недавних исследованиях в округе Тинтик, Юта. Сб.: «Геохимические методы поисков рудных месторождений», ИЛ, М., 1954.
3. *Григорян С. В.* и *Янишевский Е. М.* Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений и их использование при поисках скрытого оруденения. «Недра». М., 1968.
4. *Карамян К. А.* Структура и условия образования Дастакертского медно-молибденового месторождения. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
5. *Моррис X. Т.* и *Ловеринг Т. С.* Гипергенное и гидротермальное рассеяние тяжелых металлов в боковых породах близ рудных тел в районе Тинтик, Юта. ИЛ. М., 1954.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 5, 58—72, 1974

УДК 550.31.1

Г. П. ТАМРАЗЯН

ГЛОБАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИРОВОГО ОКЕАНА

Сведения о глобальных особенностях Мирового океана, о массе океанических вод и их распределении по отдельным широтным поясам Земли, о морфометрии ложа океанов и многое другое, связанное с выявлением глобальных особенностей строения поверхности Земли, уже давно привлекают к себе широкий интерес.

Для всеобъемлющего охвата этой проблемы в прошлом недоставало наблюдательных данных. Но уже тогда были предприняты успешные попытки обобщения имевшихся данных. Одной из классических работ в этом направлении является сводка Э. Коссина [1], в которой использованы результаты исследований 1922 г. С тех пор прошло полвека.

В последние 15—30 лет, в связи с широким разворотом океанографических исследований, получен большой объем промеров глубин океанов и морей. Возникла необходимость общепланетарного пересчета данных распределения площадей и объемов океанов, а также их глубин. Некоторые краткие результаты по этому вопросу опубликованы автором [2]. В данной статье рассмотрим в более широком плане главные аспекты этой проблемы. Кстати, оказалось (табл. 1), что почти все основные

Таблица 1

Площадь Мирового океана (в млн. $км^2$)

Глубина (*км*)	1933 г. (1922 г.)	1972 г.
0—0,2	27,5	27,6
0,2—1	15,5	15,3
1—2	15,2	15,1
2—3	24,2	28,9
3—4	70,8	75,9
4—5	119,1	116,2
5—6	84,3	77,4
6—7	4,5	4,2
7—8		0,4
8—11		0,2
Площадь (млн. $км^2$)	361,1	361,2
Объем (млн. $км^3$)	1370,3	1352,7
Средняя глубина (*км*)	3,80	3,75

данные по распределению площади океанического дна по отдельным глубинам в принципе сохранились и изменения коснулись лишь деталей. Основные изменения связаны с открытием подводных возвышенностей, валов и хребтов, из-за которых, естественно, немного уменьшилась площадь глубоководных участков и соответственно увеличилась площадь средних глубин океанов.

Несмотря на колоссальный объем гидропрафических исследований, в последние 2—3 десятилетия, основные данные по морфометрии Мирового океана, полученные Э. Коссина (1922), в целом сохранились. И если такой объем исследований и такая масса информативного материала, по существу, мало что изменили принципиально, то представляется, что последующие работы (на долю которых выпадает, главным образом, местное уточнение по отдельным участкам океана) тем более не смогут, вероятно, внести что-либо существенное в ныне полученные данные по всему Мировому океану в целом. Поэтому на эти новые цифровые характеристики океанов можно смотреть как на наиболее приближающиеся к действительности. Они могут представить существенный интерес для различных теоретических и практических построений.

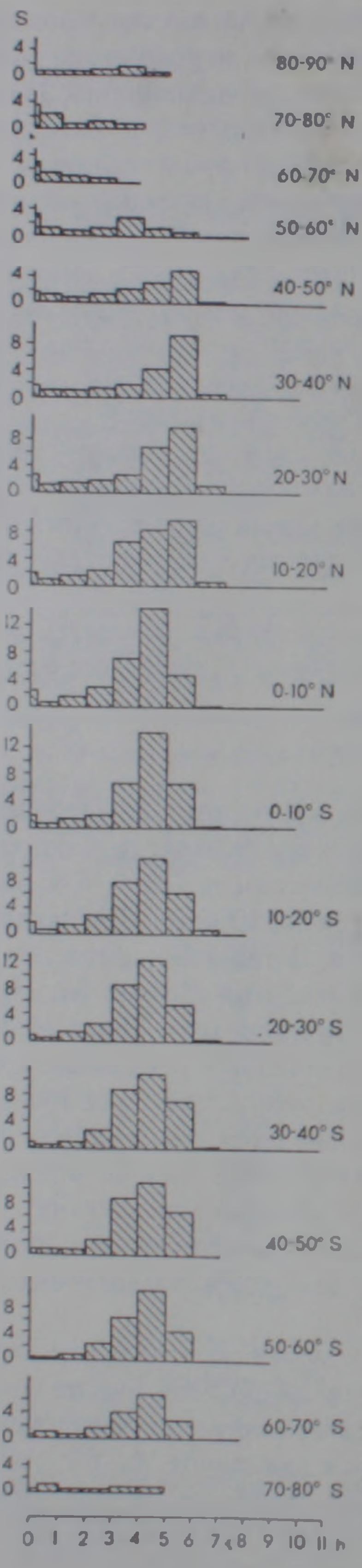
Гидрографическими исследованиями занимаются многие страны. Но особенно значительную ценность представляют исследования СССР, США, Англии, Новой Зеландии, Японии и др. Очень важные батиметрические карты Тихого, Атлантического и Индийского океанов изданы в СССР (1963—1968).

Рассмотрим прежде всего подробно распределение площадей океанов, объемов океанических вод и средней глубины Мирового океана по отдельным широтным поясам Земли.

Распределение площадей океанов

Границы океанов приняты почти такими, как и ранее: по меридиану мыса Игольный между Атлантическим и Индийским океанами, по меридиану мыса Южный (Тасмания) между Индийским и Тихим океанами, по кратчайшей линии, соединяющей мыс Горн, Южные Шетландские острова, остров Диселшен и Землю Грайама, и через Берингов пролив между Тихим и Атлантическим океанами (Северный Ледовитый океан, как обычно, включается в состав Атлантического океана). Лишь Малаккский пролив в своей резко преобладающей западной и центральной частях (на востоке до наиболее узкого пролива, между островом Рупам и полуостровом Малакка, недалеко к северо-западу от города Малакка), по геоморфологическим соображениям (Малаккский пролив представляет залив Андаманского моря), отнесен к Индийскому океану, а не к Тихому океану, как это делалось ранее (площадь, отнесенная к Индийскому океану, составляет всего $0{,}1 \times 10^6$ км² или 0,03% поверхности Мирового океана).

Распределение площадей дна океанов и морей по отдельным ступеням глубин и по отдельным широтным поясам Земли показано на фиг. 1. Максимальные площади глубин всех океанов совместно по 10-градусным поясам Земли приходятся на глубины 5—6 км для широт 10—50° N и на 4—5 км для широт 10° N—70° S. В Мировом океане по распространенности площади однокилометровой ступени первое место занимают глубины 4—5 км ($116{,}2 \times 10^6$ км²), второе место—глубины 5—6 км ($77{,}4 \times 10^6$ км²) и третье место—глубины 3—4 км ($75{,}9 \times 10^6$ км²). На эти ступени (3—6 км) приходится совместно $269{,}5 \times 10^6$ км² или около 75% площади



Фиг. 1. Распределение площадей Мирового океана по ступеням глубин в отдельных десятиградусных широтных поясах. По вертикали отложены площади дна (в 10^6 $км^2$), по горизонтали — глубины (*км*). На рисунке отмечены широтные поясы (в градусах).

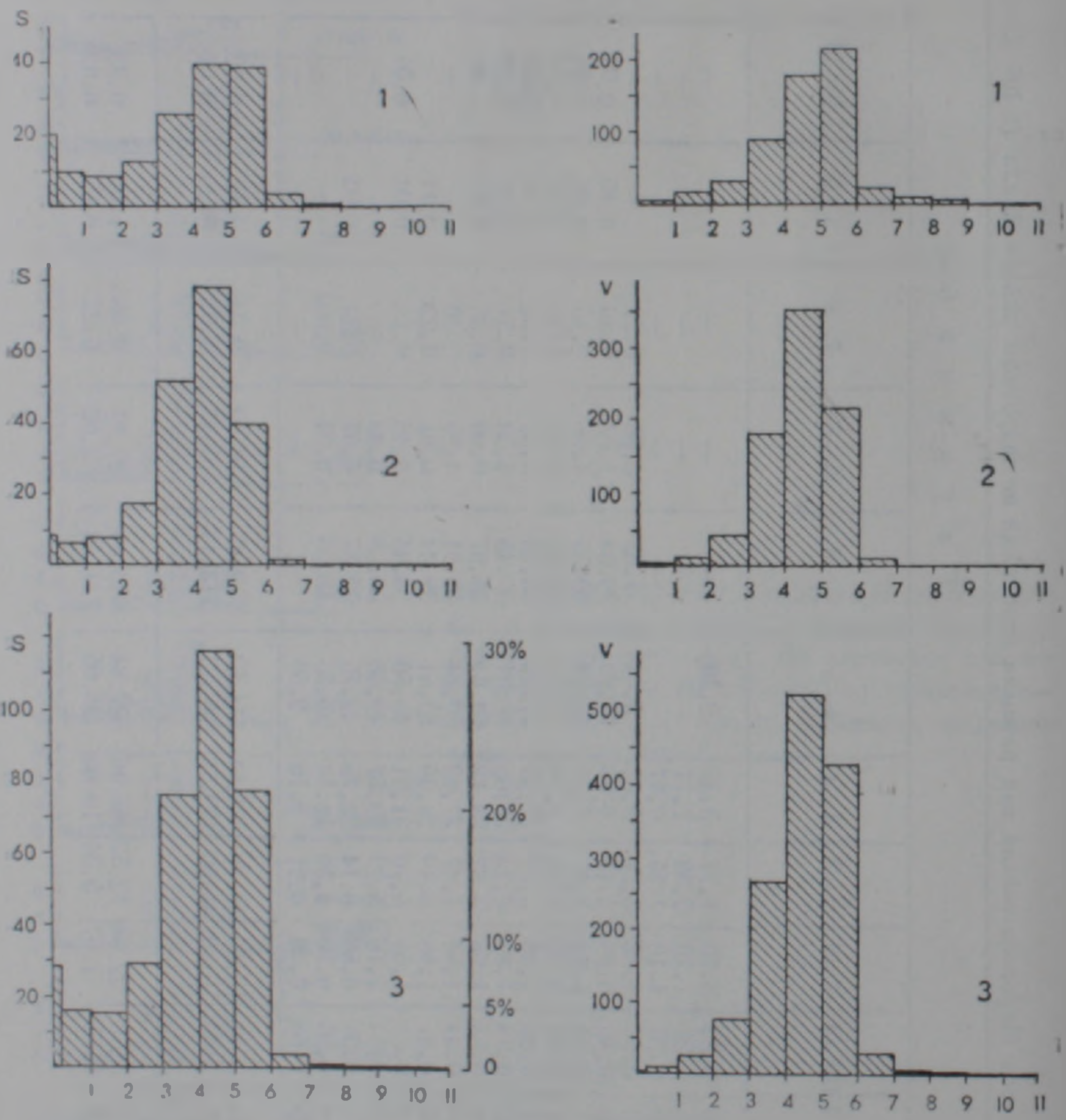
Таблица 2

Объем вод Мирового океана над разными глубинами по широтным поясам Земли (в 10^6 $км^3$)

Широта	Глубина (км)												Всего	
	0—0,2	0,2—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	в 10^6 $км^3$	в %
80—90°С	0,03	0,23	0,70	1,77	3,88	2,30	—	—	—	—	—	—	8,91	0,66
70—80	0,35	1,28	1,20	2,32	2,77	—	—	—	—	—	—	—	7,92	0,59
60—70	0,29	0,76	1,13	1,55	0,17	—	—	—	—	—	—	—	3,90	0,29
50—60	0,32	0,64	1,32	3,20	9,94	5,44	1,65	0,66	0,27	—	—	—	23,44	1,73
40—50	0,18	0,46	0,89	3,15	6,68	14,80	28,04	1,62	0,49	0,10	0,04	—	56,45	4,18
30—40	0,17	0,54	1,48	3,17	6,30	19,98	49,39	4,86	0,16	0,09	0,06	—	86,20	6,37
20—30	0,23	0,56	1,56	3,30	8,58	28,62	52,97	6,78	0,19	0,07	0,03	—	102,89	7,61
10—20	0,18	0,60	2,03	5,52	21,94	37,48	53,95	4,55	0,62	0,40	0,07	0,01	127,35	9,41
0—10	0,23	0,38	1,87	6,74	25,65	66,01	26,45	1,33	0,31	0,17	0,02	0,01	129,17	9,55
0—10 Ю	0,20	0,53	1,96	4,67	23,13	64,62	35,97	0,90	0,33	0,04	0,00	—	132,35	9,78
10—20	0,19	0,41	1,84	7,47	27,82	50,81	35,91	4,29	0,10	—	—	—	128,87	9,53
20—30	0,08	0,41	1,98	6,49	28,90	53,51	28,44	0,81	0,22	0,11	—	—	120,95	8,94
30—40	0,11	0,31	1,58	6,70	31,01	49,50	38,44	0,46	0,13	0,04	0,01	0,00	128,29	9,48
40—50	0,09	0,43	1,16	5,22	29,67	49,00	36,58	0,40	—	—	—	—	122,55	9,06
50—60	0,04	0,31	0,88	6,14	22,78	47,75	22,87	0,57	0,24	0,04	—	—	101,62	7,51
60—70	0,04	0,63	0,70	4,30	14,14	30,33	15,23	0,04	0,003	—	—	—	65,41	4,84
70—80	0,03	0,68	0,30	0,61	2,10	2,69	—	—	—	—	—	—	6,41	0,47
Северное полушарие	1,98	5,45	12,18	30,70	85,91	174,63	212,45	19,80	2,04	0,83	0,22	0,02	546,23	40,39
Южное полушарие	0,78	3,74	10,40	41,60	179,55	348,21	213,44	7,47	1,02	0,23	0,01	0,00	806,45	59,61
Всего	2,76	9,19	22,58	72,32	265,46	522,84	425,89	27,27	3,06	1,06	0,23	0,02	1352,68	100,00
в %	0,20	0,68	1,67	5,34	19,65	38,65	31,48	2,02	0,22	0,07	0,02	0,00		100,00

всех океанов и морей (при этом максимумы площади ступеней имеют почти симметричное распределение).

Кстати, площадь океанических глубин от 4 до 5,3 *км* равняется площади всей суши Земли. Ступень глубиной всего в 1,3 *км* имеет такую же площадь, как и все материки вместе взятые с их вариациями высот (от низменностей до высочайших горных систем, например Тибета, Гималаев, Альп, Анд и т. д.).



Фиг. 2. Распределение площадей (слева) и объемов (справа) Мирового океана по ступеням глубин в пределах полушарий. 1—северное полушарие, 2—южное полушарие, 3—Земля в целом. S—площадь океана (в 10^6 $км^2$; для всей Земли также в % от площади Мирового океана), h—глубина океана (*км*), V—объемы океанических вод над соответствующими глубинами (в 10^6 $км^3$).

Суммарное распределение океанических глубин в северном и южном полушариях Земли и в целом по Земле показаны на фиг. 2. Океаническая площадь южного полушария ($206{,}4 \times 10^6$ $км^2$) на 1/3 больше океанической площади северного полушария ($154{,}7 \times 10^6$ $км^2$).

Распределение объемов океанов

Суммарное распределение вод Мирового океана по отдельным десятиградусным поясам показывает следующее (табл. 2). В северном полушарии максимальное количество вод располагается над глубинами 5—6 *км* (это влияние Тихого океана), а в южном полушарии—над глубинами 4—5 *км*. В целом в южном полушарии находится $806{,}5 \times 10^6$ *км*^{3} океанических вод, тогда как в северном полушарии—$546{,}2 \times 10^6$ *км*^{3} таких вод, т. е. примерно в 1,5 раза меньше, чем в южном полушарии. 90% всех ресурсов океанических вод Земли находится над глубинами 3—6 *км*. Над глубинами свыше 6 *км* находится менее 2,4% и над глубинами 0—3 *км* около 7,9% объема океанических вод. Кстати, ниже 6 *км* находится всего лишь около 2×10^6 *км*^{3} вод или менее 0,2% всего объема Мирового океана. Между уровнем океана и глубиной 0,2 *км* находится $69{,}5 \times 10^5$ *км*^{3} вод или 5,1% всего объема Мирового океана.

Таблица 3

Средняя глубина (*км*) Мирового океана по десятиградусным поясам Земли

Широта	Северное полушарие	Южное полушарие
80—90°	2,54	—
70—80°	0,97	2,05
60—70°	0,70	3,82
50—60°	2,15	4,00
40—50°	3,75	4,01
30—40°	4,14	3,98
20—30°	4,10	3,91
10—20°	4,03	3,86
0—10°	3,80	3,93
Всего	3,53	3,91

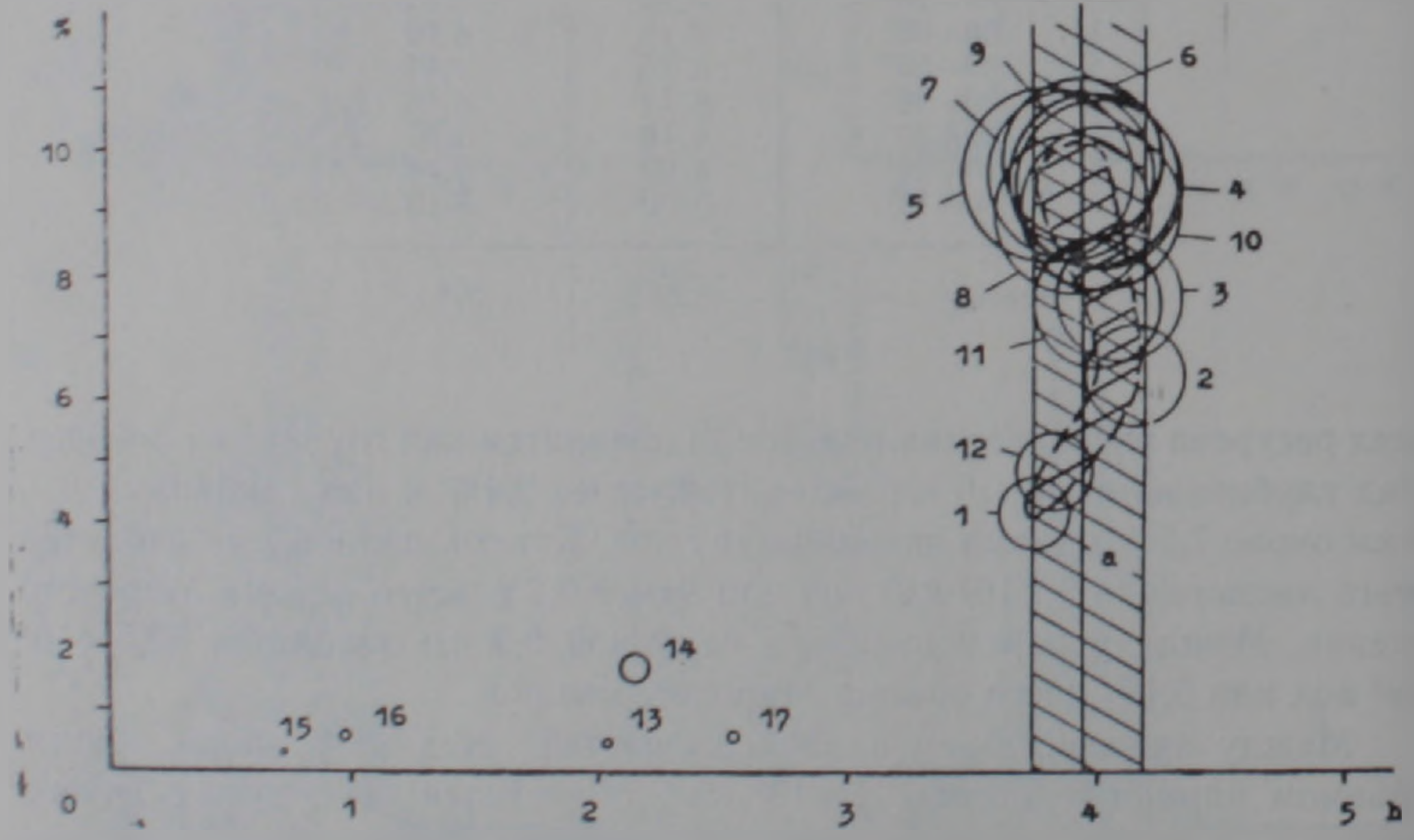
Между прочим, объем надводных частей всех материков, общим объемом каменной части 104×10^6 *км*^{3}, поместился бы в водах Тихого океана над любой однокилометровой ступенью глубин 3—4, 4—5 или 5—6 *км*, каждая объемом от 132 до 270×10^6 *км*^{3}. Результат останется тем же, если дополнительно к каменной части материков погрузить еще и все материковые льды планеты, общим объемом 27×10^6 *км*^{3}. Кроме того, для утопления всех материков достаточно было бы даже 0,7-километровая ступень на глубине 5—5,7 *км* в Тихом океане, причем его территория достаточна уже только лишь в северном полушарии.

С другой стороны, наземные объемы всех материков Земли поместились бы в водах Индийского океана над однокилометровой ступенью в 4—5 *км*, причем для этого достаточно было бы одно южное полушарие.

Распределение средних глубин океана

Средние глубины океанов изменяются по-разному (табл. 3). Средняя глубина всех океанов составляет 3,75 *км* (3,97 *км* для Тихого, 3,31 *км*—для Атлантического и 3,82 *км*—для Индийского океанов).

Распределение средней глубины Мирового океана по отдельным широтным поясам планеты представляет значительный интерес. У каждого океана имеются свои особенности в этом распределении, в одних случаях сходные, в других—отличные между собой. Так, например, Индийский океан замыкается на севере в поясе 20—30° северных параллелей, тогда как у Тихого океана максимальные средние глубины по десятиградусным широтным поясам располагаются севернее этого пояса (с максимумами глубин между 30—50 северными параллелями). Несмотря на подобные различия, Мировой океан характеризуется одной важнейшей планетарной особенностью—примерно постоянной своей средней глубиной на обширных просторах планеты (от 50° северной параллели до 70° южной параллели), выраженной цифрой 3,95±0,2 *км* (фиг. 3). Средняя



Фиг. 3. Распределение средних глубин Мирового океана в зависимости от объемов вод в широтном поясе Земли. По вертикали отложены объемы вод широтного пояса в % от объема вод Мирового океана, по горизонтали—средние глубины Мирового океана (*км*); *a*—зона концентрации средних глубин отдельных широтных поясов Мирового океана; размер радиуса крута соответствует объему вод океана в пределах пояса. Широтные пояса Земли: 1) 40—50°С, 2) 30—40°С, 3) 20—30°С, 4) 10—20°С, 5) 0—10°С, 6) 0—10°Ю, 7) 10—20°Ю, 8) 20—30°Ю, 9) 30—40°Ю, 10) 40—50°Ю, 11) 50—60°Ю, 12) 60—70°Ю, 13) 70—80°Ю, 14) 50—60°С, 15) 60—70°С, 16) 70—80°С, 17) 80—90°С.

глубина океана на территории от 50° северной до 70° южной параллели, на которую приходится 85,4% всей поверхности планеты, составляет

3,95 *км*. На полярные и приполярные области между 50—90° на севере и 70—80° на юге приходится всего 3,8% всего объема океанов и здесь на каждый широтный десятиградусный пояс приходится менее 2% общего объема океанических вод. Если исключить эти нехарактерные (менее 2% от общего объема океана) широтные пояса, то наблюдается интересная концентрация величин средних глубин Мирового океана по широтным поясам в узко ограниченной области, четко очерченной на фиг. 3.

Сохранение почти постоянной глубины Мирового океана, при гораздо более широкой разбросанности цифровых величин глубин по отдельным океанам, указывает на какой-то глобальный фактор, управляющий средними глубинами всего Мирового океана и приводящий к изумительному постоянству этой величины почти на 90% (89,5%) всей поверхности океанов и морей Земли. Через мозаику погружений и поднятий, подводных ложбин и хребтов, подводных валов и желобов, будто хаотично разбросанных на поверхности планеты, причудливо и неповторимо испещряющих ее, несмотря на все это разнообразие выступает упомянутая интересная глобальная особенность—постоянство обобщенных средних глубин океанов в разных десятиградусных поясах Земли.

Глубоководные желобы (рвы)

На глубины океанов свыше 6 *км* приходится всего $4{,}8\times10^6$ *км*^{2} или 1,3% площади. Дно океанов ниже 6 *км* представлено двумя разновидностями. Одна из них (глубоководные впадины) представляет наиболее прогнувшиеся части ложа океана, опущенное местами до 6—7 *км* или очень редко немного больше. Другую разновидность (глубоководные желобы) представляют узкие и длинные понижения (желобы) на фоне ложа океанов и отвечают наиболее глубоководным пучинам; они расположены обычно вблизи континентов или континентальных структур (или, как говорят, на границе между материками и океанами).

Из 1,3% площади океанов глубже 6 *км* 72% приходится на глубоководные впадины и 28% ($1{,}33\times10^6$ *км*^{2})—на глубоководные желобы.

В распределении глубоководных впадин и рвов имеется важная закономерность, заключающаяся в приурочивании наибольшей их выраженности (площади) к северному полушарию, причем чем глубже гипсометрическая ступень, тем эта закономерность отчетливее. Так, 74% площади океанических впадин на глубине 6—7 *км* и встречающиеся незначительные площади наиболее прогнувшихся частей таких впадин глубже 7 *км* приурочены к северному полушарию. В океанических желобах роль северного полушария закономерно возрастает от 63% на глубине 6—7 *км*, через 70% на глубине 7—8 *км*, 77% на глубине 8—9 *км*, 96% на глубине 9—10 *км* до 100% на глубине свыше 10 *км* (табл. 4). Это четкое возрастание роли северного полушария как сосредоточения наибольшей выраженности (по площади) океанических желобов тем более существенно, что число таких желобов в обоих полушариях примерно оди-

Таблица 4

Распределение площади Мирового океана в северном и южном полушариях Земли по основным морфологическим элементам глубоководного рельефа

Площадь	Полушарие	Глубины (*км*)								
		3—4	4—5	5—5,5	5,5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11
		Океанические котловины								
10^6 *км*^{2}	Северное	24,55	38,81	23,13	15,5	2,55	0,02			
	Южное	51,31	77,38	32,55	6,26	0,87	—			
								Океанические желобы		
	Северное					0,52	0,25	0,09	0,02	0,01
	Южное					0,31	0,11	0,02	0,01	0,01
		Океанические котловины								
%	Северное	32	33	42	71	74	100			
	Южное	68	68	58	29	26	0			
								Океанические желобы		
	Северное					63	70	77	96	100
	Южное					37	30	23	4	0

паковое; из 22 желобов 10 находятся в северном и 11—12 в южном полушариях.

Таким образом, верхи Земли наиболее глубоко разрезаны (наподобие разреза корки арбуза) и «изранены» в северном полушарии. Это видно по всем пучинам океана глубже 6 *км* (глубоководные впадины и желобы).

Основные морфологические элементы Мирового океана

Дно Мирового океана давно принято подразделять по глубине на 4 части: шельф (0—0,2 *км*), материковый склон (чаще 0.2—2 *км*), ложа океанов (2—6 *км*) и глубоководные впадины (более 6 *км*). Границы между основными морфологическими элементами дна океана условны.

Новые данные по батиметрии и морфометрии Мирового океана позволяют выделить в нем 5 основных морфологических элементов: материковый шельф, материковый склон (и отчасти океанический склон), подводные валы и хребты, океаническое ложе и глубоководные желобы. Рассмотрим их соотношения, с учетом основных глобальных особенностей изменения планетарной морфоструктуры, определяемой на основе анализа статистических данных по батиметрии и при учете особенностей их изменения по полушариям.

Шельфы в своем распределении отражают распределение материков, непосредственными подводными продолжениями поверхности которых они являются. На северное полушарие приходится 67,4% площади

материков и 71,7% площади шельфов; на южное полушарие приходится 32,6% площади материков и 28,3% площади шельфов. Шельфы распространены в северном полушарии немного (на 4%) даже больше, а в южном настолько же меньше, чем суша. Граница между шельфом и материковым склоном для Мирового океана находится на глубине 0,2 *км*. На глубины 0—0,2 *км* приходится 7,7% площади океана. Шельфы характерны прежде всего для северного полушария, где их площадь в 2,5 раза больше, чем в южном полушарии.

Площадное распределение материковых склонов, являющихся обычно бортами материков, естественно, также должно отражать распределение материков по полушариям, хотя и меньше, чем в случае шельфов Это лучше видно для верхней гипсометрической части материков склона и оно постепенно утрачивается для его подножья (фиг. 1). Так, на глубине 0,2—1 *км* в северном полушарии, по сравнению с южным полушарием, площадь материкового склона почти в 1,5 раза больше; на глубине от 1 до 2 *км* преимущество северного полушария в этом деле постепенно все более ослабевает и утрачивается.

Глубже 2 *км*, между 2—3 *км*. материковый склон также имеется. Однако на него приходится лишь часть площади океана, отвечающей этим глубинам, и здесь (на глубине 2—3 *км*) сказывается влияние трех основных морфологических элементов дна Мирового океана. Во-первых, сказывается материковый склон, которому часто отвечают окраинные и межконтинентальные средиземные моря. Во-вторых, сказывается влияние подводных валов и подводных хребтов. В-третьих, заметно влияние отдельных поднятий океанического ложа.

Это переплетение на глубине 2—3 *км* разнородных морфологических элементов было причиной того, что нижнюю границу материкового склона различные исследователи проводили по-разному (на глубинах 2 *км* или 2,5 *км*, 3 *км* и местами глубже). Однако верхняя часть этой ступени 2—3 *км* несомненно характеризует материковый склон. Глубина 2,5 *км* неплохо отвечает нижней осредненной границе материкового склона. Кстати, еще Э. Коссина [1] считал, что материковый склон заканчивается на глубине 2430 *м*.

Склон на глубине 2—3 *км* в целом не характерен для того типа материкового склона, который находится выше глубины 2 *км*. и он здесь является в значительной части скорее всего океаническим склоном, характеризуя переход к океаническому ложу (переходный материково-океанический склон). Можно условно считать, что глубины 2—2,5 *км* характеризуют низы материкового склона, а 2,5—3 *км* — верхи океанического склона. Это особенно хорошо видно на примере северо-восточной части Тихого океана, где отсутствуют окраинные моря и океан соприкасается с материком непосредственно. Здесь узкой полосой глубин 2—2,5 *км* закругляется материковый склон и широкой полосой глубин 2,5—3 *км* начинается океанический склон, который несомненно принадлежит уже океанической котловине. В целом на материковый склон (0,2—2,5 *км*) приходится около 10% всей площади Мирового океана. На океани-

ческий склон (2,5—3 км) приходится минимальное количество целых процентов площади океана.

Подводные океанические валы и хребты представляют одну из важнейших особенностей дна Мирового океана, занимая до 13% его площади. Подводные океанические валы и хребты—это типичная форма дна южного полушария, где их по площади в 2—2,5 раза больше, чем в северном полушарии. Подводные валы располагаются преимущественно на глубинах 2,5—4 км (на глубине 2,5—3,5 км они занимают 2/3 площади Мирового океана этих батиметрических ступеней). Ниже 4 км располагается океаническое ложе. На глубинах 2—2,5 км валы продолжают занимать около половины площади океанического дна; выше их роль существенно уменьшается.

Океаническое ложе занимает огромные просторы Мирового океана и на глубине 4—6 км охватывает около 54% всей площади океана. Кроме того, около половины площади на глубине 3—4 км также относится к океаническому ложу и, наконец, самые прогнувшиеся части океанических котловин располагаются глубже 6 км (6—7 км и редко глубже). В целом на океаническое ложе приходится свыше 65% всей площади океана. Максимальная площадь дна Мирового океана приходится на ступень в 4—5 км, где находится $116{,}2 \times 10^6$ км² или около 32,2% всей площади океана. В этой основной для океанического ложа ступени на северное полушарие приходится ($38{,}8 \times 10^6$ км²) вдвое меньше площади, чем на южное полушарие ($77{,}4 \times 10^6$ км²). Отсюда можно считать, что ложе океанов—это типичная структура южного полушария. Также вдвое большая площадь приходится на южное полушарие ($51{,}3 \times 10^6$ км²), по сравнению с северным ($24{,}5 \times 10^6$ км²), и на глубине 3—4 км. На глубине 5—5,5 км южное полушарие, продолжая сохранять преимущество, сосредоточивает 58% всей площади океанов.

Но уже глубже (5,5—6 км) преимущество переходит к северному полушарию, где сосредоточено в 2,5 раза больше площади Мирового океана этой ступени, чем в южном полушарии. Это указывает, что на глубинах свыше 5 км и в особенности свыше 5,5 км действует какой то другой глобальный процесс, для которого ареной наибольшего проявления является северное полушарие. Эта особенность четко проявляется на глубинах свыше 6 км, где 74% площади океанического ложа приходится на северное полушарие. Эту таинственную особенность (приуроченность наиболее погруженных участков Мирового океана к северному полушарию, тогда как основная его площадь находится в южном полушарии) продолжают и даже делают еще более четкой океанические желобы.

Океанические желобы представляют наиболее погруженный морфологический элемент Мирового океана. Располагаясь на глубинах 6—11 км, желобы продолжают удивительную картину усиливающейся их приуроченности к северному полушарию. Они занимают около 0,4% площади Мирового океана по изобате глубже 6 км.

Из 5 основных морфологических элементов Мирового океана два,

батиметрически наиболее приподнятые (материковый шельф и материковый склон), преобладают в северном полушарии, два—ниже расположенные элементы (подводные океанические валы и хребты, океаническое ложе), представляющие главнейшую часть Мирового океана, преобладают в южном полушарии и, наконец, наиболее глубоко погруженный элемент океанического дна (желобы и наиболее прогнувшиеся днища океанического ложа) вновь преобладают в северном полушарии. По занимаемой площади они составляют: первые два—19%, вторые два—около 74% и пятый—около 7%.

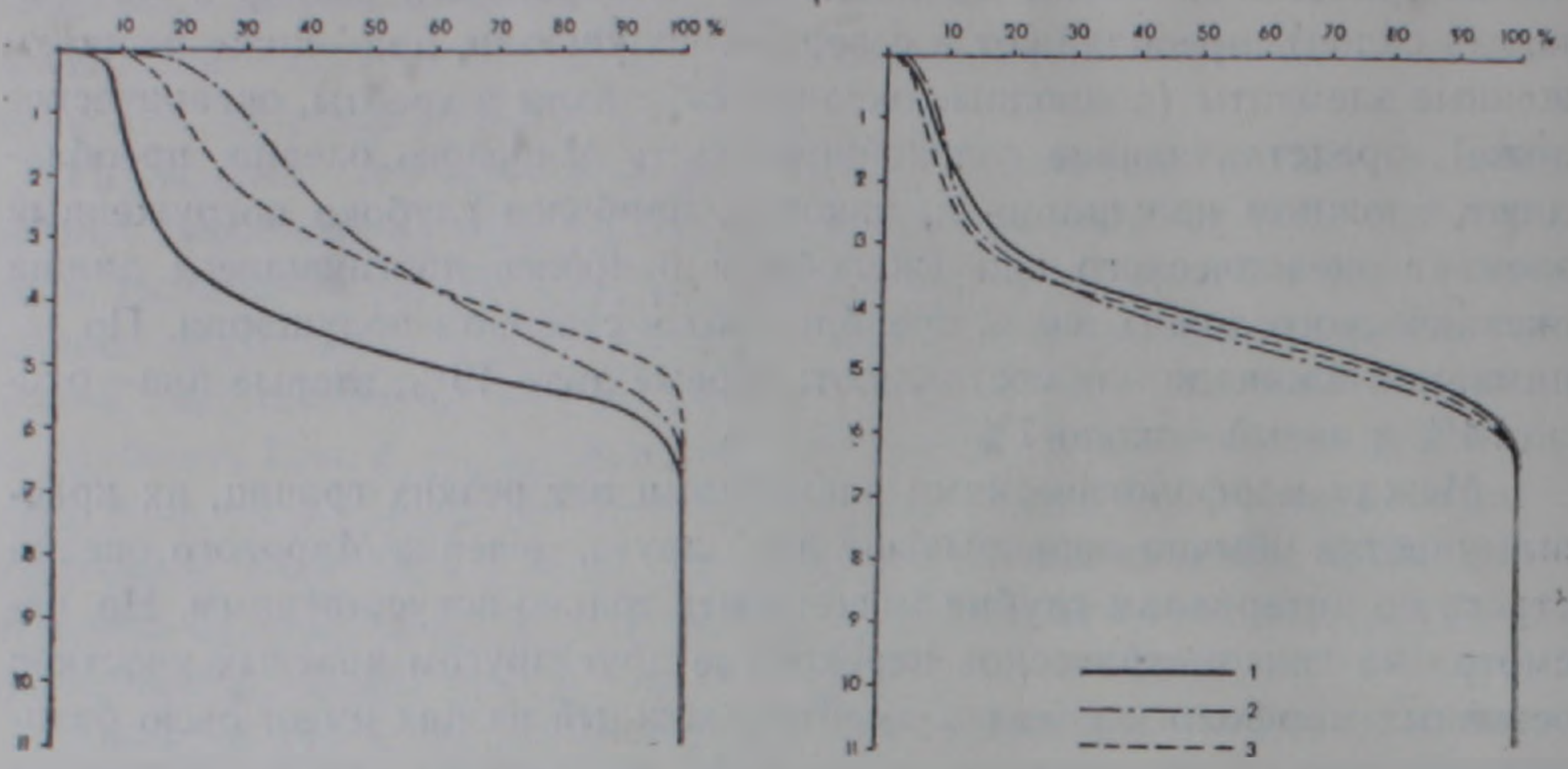
Между морфологическими элементами нет резких границ, их краевые участки обычно перекрывают друг друга, деление Мирового океана строго по интервалам глубин может быть только искусственным. Но, несмотря на гипсометрическое перекрытие друг другом краевых участков основных морфологических элементов, каждый из них имеет свою батиметрическую сферу влияния, в которой они играют господствующую роль. Шельфы, материковый склон, ложе океана и глубоководные желобы выделяются достаточно четко. Положение валов также определенное и сфера их влияния определяется глубинами прежде всего 2,5—4 *км*, хотя на этих глубинах находятся краевые участки океанического и материкового склонов и океанического ложа.

Батиметрические кривые по отдельным океанам обоих полушарий Земли наглядно подчеркивают роль отдельных морфологических элементов строения дна (фиг. 4). Оба полушария существенно отличаются друг от друга.

Южное полушарие отличается очень малым распространением шельфа континентального и океанического склонов. Это касается всех океанов, причем соответствующие величины по всем океанам очень близки между собой, очерчивая планетарную особенность (площадь глубин 0—3 *км* составляет по 16,8% в Атлантическом и Индийском океанах и 19,7%—в Тихом океане).

В северном полушарии наблюдается большой разброс величин площадей этих глубин и более значительная их роль в батиметрии (площадь глубин 0—3 *км* составляет 17,9% в Тихом, 41,9%—Индийском и 48,6%—Атлантическом океанах). Таким образом 42—48% площади Индийского и Атлантического океанов северного полушария приходится на глубины до 3 *км*, тогда как в южном полушарии в их пределах на эти глубины приходится всего по 16,8% в обоих океанах; площади на глубине 0—3 *км* в этих двух океанах в северном полушарии в 2—4 раза больше, чем в южном полушарии.

Отмеченное для глубин 0—3 *км* широкое различие величин площадей (в процентах) различных океанов северного полушария по существу сохраняется и для глубин 3—6 *км* (76,6% в Тихом, 58,1%—Индийском и 50,3%—Атлантическом океанах). В южном же полушарии на глубинах 3—6 *км* относительная роль площади дна примерно одинакова во всех трех океанах (79,2% в Тихом, 81,9%—Индийском и 82,8%—Атлантическом), хотя абсолютные величины их существенно разнятся (78,4×



Фиг. 4. Батиметрические кривые океанов по обоим полушариям. Океаны: 1—Тихий, 2—Атлантический, 3—Индийский. Полушария: слева—северное, справа—южное.

10^6 *км*^{2} в Тихом, $51{,}3\times10^6$ *км*^{2}—Индийском и $37{,}8\times10^6$ *км*^{2}—Атлантическом океанах).

Итак, наиболее характерными являются следующие основные глобальные особенности Мирового океана.

1. Средняя глубина Мирового океана по 10-градусным широтным поясам планеты отличается изумительным постоянством на обширных просторах. На территории 90% всей площади океанов и морей средняя глубина Мирового океана по этим широтным поясам Земли составляет 3,95 (±0,2) *км*.

2. Объем океанических вод в южном полушарии в 1,5 раза больше, чем в северном полушарии. Над глубинами 3—6 *км* находится 90% всех ресурсов океанических вод планеты.

3. В Мировом океане по распространенности площади однокилометровой ступени первое место занимает ступень 4—5 *км* (32,2%), второе и третье места—ступени 5—6 *км* (21,4%) и 3—4 *км* (21,0%). Это давно известное положение получило полное подтверждение и детализацию. Если разделить Мировой океан на две части не по экватору, а немного севернее—по 10° северной параллели, то в таком случае к северу от этой параллели максимальные глубины Мирового океана приходятся в целом на ступень 5—6 *км* (28% всей площади), а к югу—на ступень 4—5 *км* (38%).

4. Наиболее погруженные участки Мирового океана приурочены к северному полушарию, хотя основная его масса приходится на южное полушарие. На глубинах свыше 6 *км* 3/4 площади океанического дна находится в северном полушарии. Чем глубже гипсометрическая ступень, тем больше глубокое дно находится в северном полушарии; это касается как глубоководных впадин (прогнувшихся частей ложа океанов), так

и в особенности глубоководных рвов. С другой стороны большая часть (88%) глубочайших понружений дна океанов (6—11 *км*) приурочена к зоне сжатия земного эллипсоида вращения (между экватором и 35° критическими параллелями), но при этом прежде всего опять-таки к его северной части (почти 63%).

5. К северному полушарию подтягиваются не только наиболее погруженные (свыше 6 *км*) участки Мирового океана, но также и наиболее неглубокие ступени (0—3 *км*), роль которых в южном полушарии в 2—4 раза меньше. Тем самым наблюдается большое разнообразие относительной роли площади различных батиметрических ступеней в океанах северного полушария и очень большое сходство в океанах южного полушария.

Дно океанов северного полушария отличается значительной контрастностью массового вертикального размаха, тогда как в южном полушарии океаническое дно отличается наименьшей выраженностью такого размаха (здесь на глубины 0—3 *км* и 5,5—11 *км* приходится всего 22% океанической площади, что вдвое меньше, чем в северном полушарии).

Все эти особенности обусловлены глобальными причинами развития поверхности Земли, тесно координированными единым механизмом преобразования ее лика на фоне собственного ротационного режима (например, постоянство осредненной глубины Океана по широтным десятиградусным поясам планеты).

В заключение автор выражает свою искреннюю благодарность различным учреждениям, приславшим необходимые для работы свои батиметрические карты: Институту океанологии АН СССР (Москва), Ново-Зеландскому Океанологическому институту (Веллингтон), Национальному географическому обществу США (Вашингтон) и др.

Армянское Геологическое Общество Поступила 5.V.1974.

Գ. Պ. ԹԱՄՐԱԶՅԱՆ

ՀԱՄԱՇԽԱՐՀԱՅԻՆ ՕՎԿԻԱՆՈՍԻ ԳԼՈԲԱԼ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ամփոփում

Հոդվածում քննարկվում են Համաշխարհային օվկիանոսի տարածքների, խորությունների ու ծավալների տեղաբաշխման գլոբալ առանձնահատկությունները, որոնք հիմնված են օվկիանոսագրական հետազոտությունների նոր տվյալների վրա։ Հյուսիսային և հարավային կիսագնդերի օվկիանոսները միմյանցից էապես տարբերվում են։ Հյուսիսային կիսագունդը բնութագրվում է օվկիանոսի աննշան (0—3 կմ) և մաքսիմալ (6 կմ-ից ավելի) խորությունների մեծ դերով, այն ժամանակ, երբ հարավային կիսագնդում գերակշռում են միջանկյալ խորությունները (3—5 կմ)։ Օվկիանոսների ու ծովերի ընդհանուր տարածքի 90 տոկոսի համար Համաշխարհային օվկիանոսի միջին խո-

բուՁյունն ըստ 10 աստիճանանոց լայնույթի գոտիների կազմում է 3,95 (±0,2) կմ։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Kossina E.* Erdoberfläche, Handbuch der Geophysik, Lief 3 (11), Berlin. 1933.
2. *Tamrazyan G. P.* Distribucion de los volumes de los oceanos segun las zonas de latitud de la Tierra. Boletin Acad. Ciencias Fisicas, Matematicas y Naturales, № 98, pp. 73—77, 1973.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 5, 73—82; 1971

УДК 550.461

К. Ф. ОРФАНИДИ

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В УСЛОВИЯХ ПЛАСТОВОЙ ФИЛЬТРАЦИИ

Развитие учения о природных водах все шире и полнее раскрывает огромную роль их в геологических и геохимических процессах, протекающих в земной коре и ее поверхности. Геохимическая деятельность подземных вод обусловлена постоянным противоречием (несоответствием) между химизмом вод и вещественным составом вмещающих пород и связанными с ними физико-химическими и термодинамическими условиями. Суть этого явления есть ничто иное, как проявление диалектических противоречий в геологических процессах. Под действием подземных вод в одних условиях происходит разрушение ранее созданных, а в других—образование новых месторождений.

Динамичность подземных вод, их свойство находиться в постоянном движении и тем самым нарушать создающиеся равновесия в физико-химических системах воды—порода является первопричиной нестабильности системы (вода—порода). Следовательно, различные преобразования химического состава подземных вод в земной коре возникают благодаря перемещению их из одной обстановки, находящейся под влиянием одной группы факторов, например, атмосферных или экзогенных, в другую, где влияние первых затухает, а других—эндогенных—возрастает и наоборот.

Геохимическая деятельность подземных вод и связанная с ней миграция химических элементов в земной коре происходит в огромных масштабах. Возникновение на путях движения воды резких несоответствий (противоречий) между их химизмом и составом вмещающих пород, т. е. различных геохимических «барьеров», обусловленных разнообразными факторами, приводит к фиксации из воды химических элементов и их соединений

В частности, в условиях артезианских бассейнов и особенно их краевых частей, где проницаемые породы находятся под постоянным воздействием все новых и новых порций континентальных вод, насыщенных реакционно способным кислородом и ионами различных рудных элементов, создается обстановка для резких изменений состава пород и подземных вод, что благоприятствует концентрации некоторых рудных элементов, подвижных в окислительных условиях.

Так, например, уран—типичный литофильный элемент, в зависимости от геохимической обстановки, резко меняет миграционные свойства. В окислительных условиях он, находясь в шестивалентной форме, образует хорошо растворимые в воде соединения, а в восстановительных

—он восстанавливается до четырехвалентного состояния и образует соединения, практически нерастворимые в воде. Резкое различие свойств шести- и четырехвалентного урана является основной причиной фиксации (выпадения) его из растворов при резком снижении окислительно-восстановительного потенциала (Eh)—на так называемом геохимическом (восстановительном) «барьере». Следовательно, подземные воды в определенных физико-химических условиях могут служить источником, доставляющим рудный материал для формирования промышленных скоплений урана.

Месторождения, образовавшиеся в результате геохимической деятельности подземных вод континентального происхождения, получили название инфильтрационных или эпигенетических по отношению к вмещающим породам.

В результате многочисленных исследований, выполненных советскими учеными [1, 2, 3, 4, 5], об условиях, благоприятствующих локализации уранового оруденения, установились определенные представления. Эти представления сложились на основании изучения объектов, образовавшихся в недавнем прошлом или продолжающих свое формирование в настоящее время. Значительно сложнее прогнозирование месторождений, связанных с древней инфильтрацией. При этом необходимо исходить из положения, что внедрение континентальных вод в толщу проницаемых пород и образование эпигенетических (инфильтрационных) концентраций являются неотъемлемой частью геологического развития земной коры и результатом различных геохимических процессов, протекающих в земной коре в течение всей ее истории.

Исходя из этого и руководствуясь общеизвестным принципом актуализма, есть основание полагать, что в минувшие этапы геологической истории Земли могли существовать условия, благоприятные для образования инфильтрационных месторождений. Следовательно, на основании всестороннего анализа истории геологического развития конкретной территории можно вести направленные поиски концентрации различных металлов, образовавшихся в процесе древней инфильтрации. Для решения этой задачи требуется реконструкция палеогеографических, геологических, литолого-фациальных, палеогидрогеологических, палеоландшафтно-геохимических и других условий

Оценивая процессы инфильтрации, в частности, для целей прогнозирования урановых месторождений, хотелось бы еще раз подчеркнуть роль некоторых факторов, имеющих важное значение как для проявления процессов инфильтрации, так и локализации уранового оруденения. Основные из них следующие.

Характер осадков. Для инфильтрационного накопления минеральных образований (оруденения) благоприятными являются породы молассовых и других грубозернистых формаций. Эти осадки обладают хорошими коллекторскими свойствами и в условиях суши служат областями активной инфильтрации континентальных вод и различных соединений химических элементов [8].

Вещественный состав пород. В локализации оруденения важную роль играет вещественный состав водопроницаемых толщ—наличие в них достаточного количества легко окисляющихся минералов—сульфидов и других активных восстановителей, а также органического вещества. Неблагоприятными являются породы, сложенные относительно инертными в химическом отношении минералами. Влияние вещественного состава пород на формирование эпигенетических концентраций урана подробно освещено в работе М. Ф. Каширцевой [4].

Климатические условия. Значительный интерес представляет вопрос о миграции свободного (от пород) урана и условиях его локализации. В период активного химического выветривания, происходящего при значительных радиационных коэффициентах, высокой степени аридного климата и слабой увлажненности суши, поверхностный сток развит слабо, а стало быть свободного урана в морские бассейны будет поступать мало. Основная масса его будет задерживаться на суше.

Тектонический режим. Платформы, как стабильные, медленно поднимающиеся и опускающиеся структуры, или, иначе говоря, платформенный режим суши является более благоприятным для развития процессов химического выветривания материнских пород, что является необходимым условием для формирования повышенных содержаний урана в водах инфильтрации.

Геосинклинальные же области, которым свойственны резкие (активные) поднятия суши и опускания депрессий, характеризуются интенсивным механическим разрушением пород и накоплением грубообломочных осадков. В этих условиях образуется небольшая масса свободного урана и поэтому в водах инфильтрации не могут образоваться повышенные его концентрации.

Гидродинамический режим. Строгая количественная оценка этого фактора связана с большими трудностями. Сложность учета гидродинамического фактора (под которым следует понимать совокупность явлений, связанных с изменением напоров вод, их скорости и направления движения), обусловливается тем, что этот параметр довольно сильно изменяется во времени и пространстве, а на основе анализа региональных гидрогеологических, гидрохимических и других данных можно получить лишь некоторое представление об этих условиях

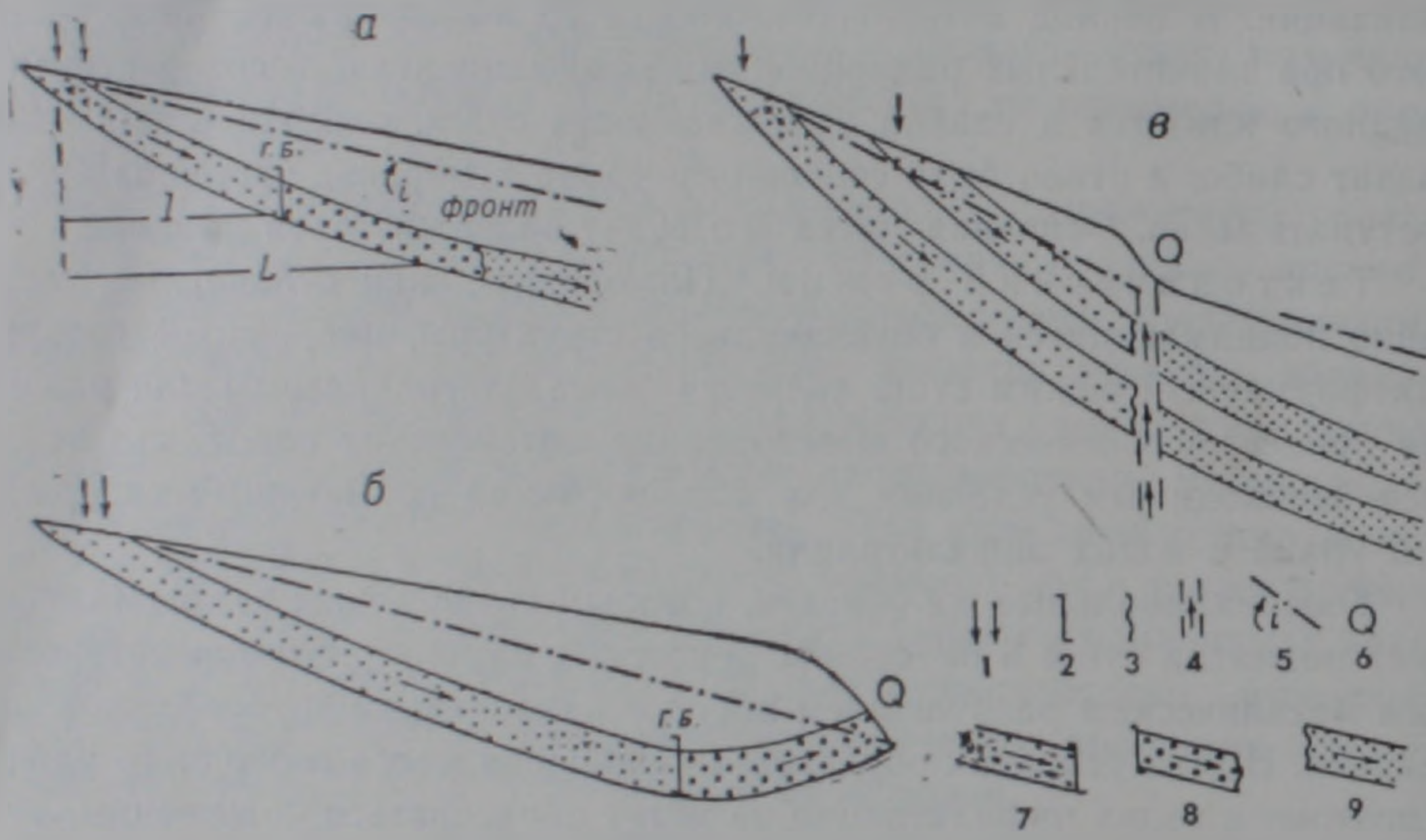
Все разнообразие гидродинамических систем или бассейнов напорных вод автором разделено на три группы или типа.

К первой относятся крупные артезианские бассейны или водонапорные системы, ненарушенные тектоническими разломами, по которым возможна разгрузка напорных вод. Бассейны этого типа характеризуются нормальным развитием процесса вытеснения седиментационных вод континентальными и переживают первый цикл водообмена, когда седиментационные воды еще неполностью замещены инфильтрационными (фиг. 1а).

Ко второй группе относятся артезианские бассейны, средние по своим размерам, для которых характерно полное замещение седимента-

ционных вод инфильтрационными и даже наличие нескольких циклов водообмена. Это обычно достаточно хорошо промывающиеся структуры (фиг. 1б).

К третьей группе относятся мелкие артезианские бассейны и отдельные части более крупных бассейнов, разобщенные тектоническими разломами, служащими очагами разгрузки напорных вод. Бассейны этого типа характеризуются более активным гидродинамическим режимом и усиленным водообменом, т. е. в общем благоприятными гидродинамическими условиями (фиг. 1в).



Фиг. 1. Типы артезианских бассейнов (составил К. Ф. Орфаниди). 1—область инфильтрации; 2—геохимический барьер (Г. Б.); 3—граница континентальных и седиментационных вод (фронт); 4—тектонические нарушения (разломы), по которым поднимаются воды с различными восстановителями (CH_4, H_2S и др.); 5—пьезометрический уровень подземных вод и его уклон; 6—естественные выходы (разгрузка) подземных вод; 7—континентальные воды, содержащие свободный кислород; 8—то же бескислородные; 9—седиментационные воды.

Масштабы возможного оруденения в общем случае находятся в зависимости от сочетания большого числа факторов и определяются выражением $M = \frac{Ki}{P} F \cdot T \cdot C \cdot$, где M—размер оруденения: K—коэффициент фильтрации пород; i—пьезометрический уклон; P—пористость водоносных пород; F—площадь сечения водного потока; C—концентрация урана в водах; T—продолжительность процесса инфильтрации.

Перспективность артезианских бассейнов первой группы, при наличии данных о положении границы (фронта) седиментационных и инфильтрационных вод, может быть определена сравнительно легко, так как длина пути фильтрации континентальных вод в этом случае будет равна расстоянию от области инфильтрации до «фронта»—переднего края континентальных вод.

Расстояние (l) от области инфильтрации до геохимического «барьера» (фиг. 1а) зависит от соотношения количества кислорода в воде и восстановителей в породе: чем больше восстановителей в породе, тем геохимический барьер будет ближе к области инфильтрации.

Перспективность водоносного комплекса будет тем выше, чем дальше от области питания (инфильтрации) находится «фронт»—передний край континентальных вод и чем ближе к области инфильтрации геохимический барьер. Размер оруденения находится в прямой связи с объемом вод, прошедших через геохимический «барьер» и будет находиться в следующей зависимости $M=(L-l)$ р·С. Характер распределения континентальных вод в контуре инфильтрации по степени минерализации и химическому составу позволяет судить об условиях инфильтрации и различных изменениях, происходивших на суше, начиная с момента вторжения континентальных вод. Артезианские бассейны, переживающие первый цикл водообмена, сохраняют характерные черты, по которым можно представить себе суммарные размеры и динамику инфильтрации и рудонакопления, а также возможности развития процессов их разрушения.

Значительно сложнее оценка возможных перспектив артезианских бассейнов второй и третьей групп, для которых отсутствуют данные о количестве циклов водообмена.

Сложности эти возникают потому, что в течение длительных континентальных режимов гидродинамические и гидрохимические условия могут претерпевать существенные изменения, они могут изменяться настолько сильно, что по современным гидродинамическим и гидрохимическим условиям нельзя судить о процессах древней инфильтрации. В этих сложных случаях для определения направления движения и объема инфильтрационных вод следует руководствоваться геотектоническим режимом развития района, а для оценки масштабов возможного оруденения можно пользоваться ориентировочными расчетами, исходя из возможных значений параметров.

Артезианские бассейны второго и третьего типов (фиг. 1б, в), обладающие активным водообменом, являются более перспективными для формирования крупных месторождений. На гидродинамический режим вод артезианских бассейнов существенное влияние оказывают геолого-структурные и гидрогеологические условия и, в частности, наличие мощных очагов разгрузки подземных вод.

Разгрузка пластовых напорных вод, как известно, может происходить как в результате нормального стока подземных вод, свойственного почти всем артезианским бассейнам, так и по крупным разрывным нарушениям, пересекающим напорные водоносные горизонты. Наличие крупных тектонических разрывов, расположенных поперек направления движения вод инфильтрации, создает весьма благоприятную обстановку для активной разгрузки вод инфильтрации, тем самым активизирует рудный процесс.

Геохимическая роль разрывных нарушений как геохими-

ческого фактора, очень велика, если они пересекают водоносные породы в зонах пластового окисления, т. е. где воды содержат свободный кислород. Известно, что в тектонических разломах, ввиду наличия градиента гидродинамического напора [8], т. е. увеличения напора вод с глубиной, создаются условия для подъема из глубин вод с восстановительными свойствами и вместе с ними и различных углеводородов (восстановителей), обусловливающих контрастные геохимические «барьеры», благоприятствующие восстановлению урана и образованию оруденения.

Поскольку глубинным разломам некоторыми исследователями отводится не только роль структур, подводящих различные восстановители, но и роль рудоподводящих структур, уместно остановиться на этом вопросе. Предварительно заметим, что для локализации уранового оруденения нужны процессы вторичного восстановления пород только в том случае, если проницаемые породы не содержат необходимого количества и качества восстановителей. Такие случаи могут иметь место, когда разломы пересекают комплекс водопроницаемых пород в зонах пластового окисления.

Нетрудно видеть, что при наложении тектонических разломов, несущих восстановители, на проницаемые породы, обогащенные достаточным количеством восстановителей, эти разломы уже не могут быть рудоконтролирующими, поскольку они располагаются за геохимическим барьером, в восстановительной обстановке, где воды уже не несут урана.

Могут ли тектонические нарушения одновременно служить путями и для поступления растворов, несущих уран в повышенных количествах?

В свете современных представлений о геохимии урана, основанных на многочисленных экспериментальных исследованиях [6, 9], в восстановительной обстановке уран находится в четырехвалентной форме, т. е. в состоянии, в котором он не может быть в растворе и мигрировать в количествах, оптимальных для рудообразования.

Сказанное подтверждается и многочисленными фактами, указывающими на то, что даже эндогенное урановое оруденение образуется в одной из последних стадий гидротермального процесса, когда наступают условия для насыщения рудных растворов кислородными соединениями (ионами карбонатов и сульфатов).

Источником урана и других элементов для образования инфильтрационных (эпигенетических) месторождений служат различные концентрации этих элементов в породах и водах. Основными из них являются: концентрации в породах, слагающих сушу на площадях инфильтрации вод, и концентрации, содержащиеся в самих водопроницаемых породах

Поскольку главными, как нам представляется, являются первые, то на них хотелось бы остановиться подробнее.

По мнению одних исследователей, источником урана могут служить только породы, обладающие повышенным кларком этого элемента; другие же полагают, что для обогащения вод инфильтрации ураном в по-

вышенных количествах важной предпосылкой является наличие аридного климата в период инфильтрации континентальных вод.

Рассмотрим сущность этого вопроса с геохимической стороны. Миграция урана, а равно и других химических элементов в различных геохимических обстановках происходит неодинаково и в разных масштабах, поскольку сама миграция зависит как от состояния урана в породах, так и от химической формы нахождения его в подземных водах.

В литературе [7, 11] различают несколько форм нахождения урана в породах: в виде урановых минералов; уран может входить в структуры породообразующих минералов; находиться в адсорбированном состоянии на поверхности кристаллов и в трещинах внутри кристаллов и др.

Различные формы урана неодинаково воспринимают действие геохимических агентов, воздействующих на горные породы. Основная масса урана, выщелачиваемая из горных пород, освобождается в результате их выветривания и химического разложения. По степени устойчивости В. В. Щербина [12] выделяет следующие минеральные ассоциации: минералы, совершенно не изменяющиеся при выветривании (самородные элементы, касситерит и др.); минералы, очень трудно разлагающиеся (кварц, рутил, циркон, монацит и др.); минералы, относительно медленно выветривающиеся (полевые шпаты, слюды, пироксены и др.) и минералы, легко разрушающиеся (нефелин, оливин, сульфиды, карбонаты и др.).

Распределение урана в различных минералах, по данным исследований мономинеральных фракций гранитоидов верхнего палеозоя Б. Кавказа, составляет: в акцессорных минералах (цирконе)—45%, в полевых шпатах—27%, в слюдах—18% и в кварце—10% от валового, т. е. кларкового содержания его в породе.

Исключительно важное геохимическое значение имеет и форма нахождения урана в подземных водах. Шестивалентная (подвижная) форма урана (UO_2^{2+}) в природных водах может образовать более 10 различных химических соединений, каждая из которых устойчива и миграционно способна в определенном диапазоне физико-химических условий. Уран может находиться в коллоидной и псевдоколлоидной форме—сорбированный на различных взвесях; в катионной форме UO_2^{2+} и $UO_2(OH)^+$, в анионной—в виде комплексных карбонатных соединений—диакводикарбонатного аниона $[UO_2(CO_3)_2 \cdot 2H_2O]$ и трикарбонатного аниона $[UO_2(CO_3)_3^{4-}]$, комплексных сульфатных анионов; металлоорганических и др. соединений

Присутствие в природных водах урана в различных формах зафиксировано рядом исследователей. В частности, нахождение урана в океанической воде в форме коллоидов и карбонатных комплексов впервые было отмечено И. Е. Стариком и Л. Б. Колядиным [9]. Существование урана в форме катионов UO_2^{2+} и $UO_2(OH)^+$ и карбонатных комплексных анионов устанавливается на основании физико-химических расчетов Г. Б. Наумовым [6] и А. К. Лисицыным [5].

Экспериментальным путем с использованием различных методов—диализа и ультрафильтрации (через целлофан под давлением) для кол-

лоидной формы; ионнообменных смол КУ-2 и ЭДЭ-10п—для катионной и комплексно-карбонатных анионных форм и химических методов для сульфатных комплексных анионов автором подтверждено присутствие: —в пресных и углекислых водах обоих комплексных карбонатных анионов урана и коллоидов (только в пресных водах). Катионная форма, устанавливаемая физико-химическими расчетами [5, 6] практически в природных водах отсутствует; —в кислых рудничных водах (с pH от 2 до 6) уран находится в форме различных сульфатных комплексов.

Процессы разрушения материнских пород и обогащение вод ураном в различных климатических условиях происходит с различной интенсивностью. В одних условиях, при механическом разрушении пород, уран уносится вместе с обломками пород; в других—при химическом разрушении количество высвобождающегося урана во много раз больше. Следовательно, общая масса подвижного урана, служащая источником обогащения трещинно-грунтовых вод, в значительной мере зависит от ландшафтных и почвенно-геохимических условий. Сказанное автором убедительно подтверждается результатами обработки обширного фактического материала о содержании урана в подземных водах Б. Кавказа.

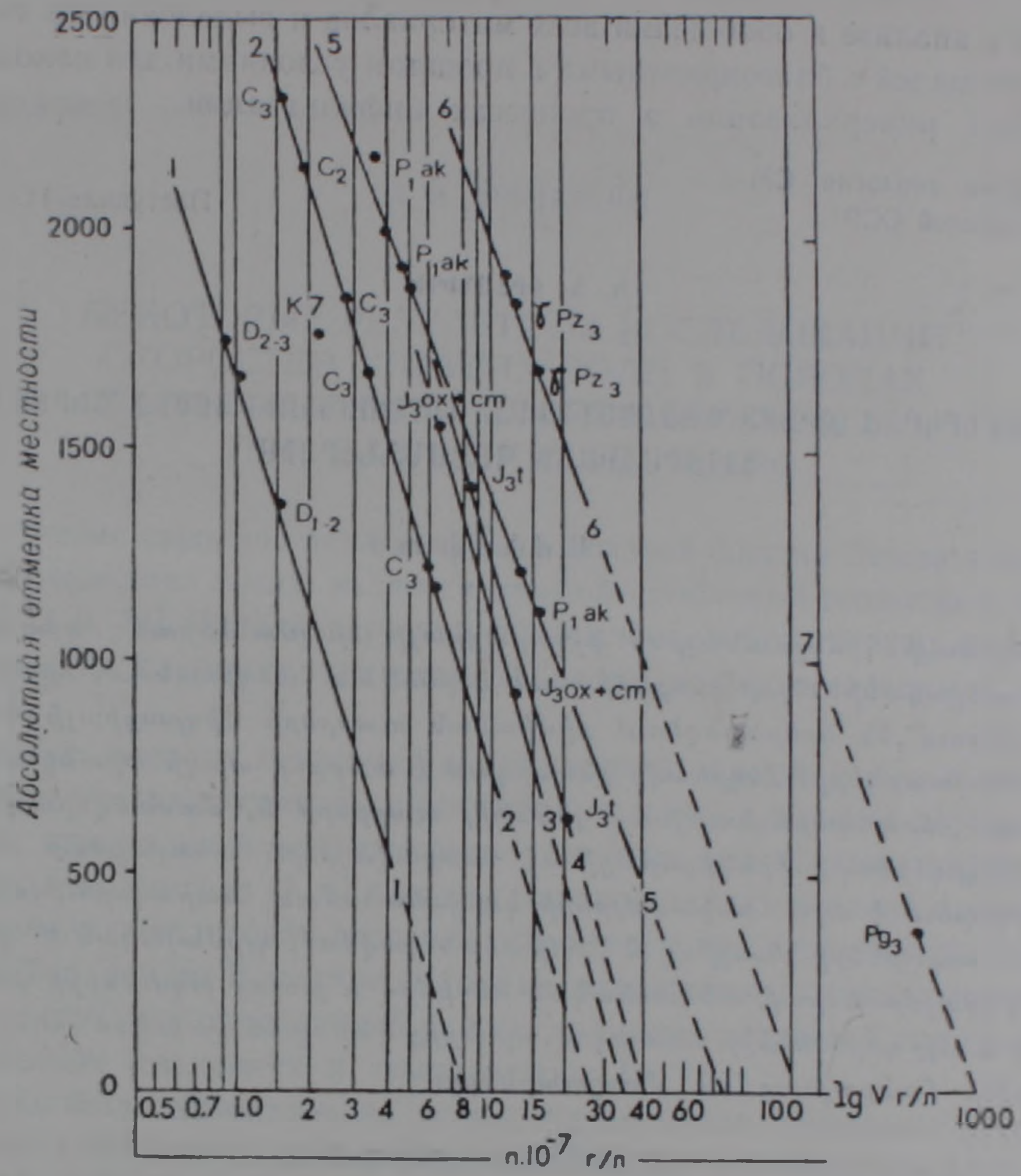
Характер распределения содержания урана, т. е геохимического фона урана в водах, циркулирующих в породах, находящихся в различных гипсометрических, а стало быть и почвенно-геохимических условиях, иллюстрируется графиками (фиг. 2).

На фиг. 2 видно, что, во-первых, уровень концентрации урана в водах каждого комплекса пород характеризуется своим кларком и особенностями распределения урана между минералами, находится в тесной зависимости от гипсометрии местности, т. е. от высоты, на которой протекают процессы выветривания и обогащения вод ураном, что в конечном итоге указывает на влияние такого обобщенного фактора как климат; во-вторых, на низких высотах, характерных сухостью, т. е. аридным климатом, создаются более благоприятные условия для обогащения вод коры выветривания ураном и, в-третьих, на сравнительно небольших высотах, в частности для вод гранитоидов Главного хребта Б. Кавказа с кларковым содержанием урана ($4 \cdot 10^{-6}$ *г/л*), геохимический фон урана в воде достигает $(1—2) \cdot 10^{-5}$ *г/л*, а для вод коры выветривания майкопских глин, обладающих повышенным кларком, составляет $(3—4) \cdot 10^{-5}$ *г/л*.

Из изложенного следует, что наиболее благоприятные условия для мобилизации урана и обогащения им вод коры выветривания, т. е. вод инфильтрации, создаются при наличии в породах высоких содержаний подвижного урана и аридных климатических условий.

Обобщая изложенные выше соображения, можно сказать, что задача по прогнозированию месторождений урана, связанных с геохимической деятельностью подземных вод в условиях пластовой фильтрации, состоит:

1) в глубоком и всестороннем анализе истории геологического развития изучаемой территории;



Фиг. 2. Графики зависимости геохимического фона (ГФ) содержания урана в водах коры выветривания пород Б. Кавказа от гипсометрии местности (сост. К. Ф. Орфаниди): 1—филлитов и туфогенных песчаников девона; 2—молассовых образований верхнего карбона; 3—4—терригенно-карбонатных отложений верхней юры; 5—молассовых отложений нижней перми; 6—гранитоидов (типа Главного хребта), 7—коры выветривания майкопских глин (олигоцена).

2) в выявлении и картировании площадей развития комплексов пород, благоприятных по литологическому и вещественному составу для проявления процессов инфильтрации и локализации уранового оруденения;

3) в выделении площадей по степени продолжительности континентального режима, существовавшего на этой территории;

4) в выяснении ландшафтно-геохимических и гидрогеологических условий, существовавших в периоды проявления процессов инфильтрации и в течение последующей истории развития региона, благоприятствовавших сохранению оруденения;

5) в анализе и обобщении всех материалов и выделении на этой основе площадей с благоприятными в прошлом условиями для накопления урановой минерализации в процессах инфильтрации.

Управление геологии СМ
Армянской ССР

Поступила 11.VII.1973.

Կ. Ֆ. ՕՐՖԱՆԻԴԻ

ՍՏՈՐԵՐԿՐՅԱ ՋՐԵՐԻ ԳԵՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ԳՈՐԾՈՒՆԵՈՒԹՅՈՒՆԸ ՇԵՐՏԱՅԻՆ ՖԻԼՏՐԱՑԻԱՅԻ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Շերտային (ճնշումնային) ֆիլտրացիայի պայմաններում ստորերկրյա ջրերը բավականին հզոր գեոքիմիական գործոն են հանդիսանում, որոնք պայմանավորում են երկրակեղևում քիմիական տարրերի միգրացիայի հսկայական մասշտաբները։ Հեղինակը քննարկում է տարբեր տիպի արտեզյան ավազանների հետանկարայնությունը լիթոֆիլ տարրերի և, մասնավորապես, ուրանի էպիգենետիկ (ինֆիլտրացիոն) հանքավայրերի առաջացման մեջ։ Նա հիմնավորում է այդ հանքավայրերի կանխատեսման հնարավորությունը, ջրատար ապարների բնույթով և նյութական կազմով, կլիմայական և հիդրոդինամիկ պայմաններով, տեկտոնական ռեժիմով և խոշոր խզումների առկայությամբ և այլ գործոնների անալիզով, որոնցից կարող են կախված լինել ինֆիլտրացիոն հանքայնացման մասշտաբները։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И.* Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Условия образования. Атомиздат, 1965.
2. *Евсеева Л. С., Перельман А. И.* Геохимия урана в зоне гипергенеза. Атомиздат. 1962.
3. *Каширцева М. Ф.* Минералого-геохимическая зональность инфильтрационных рудопроявлений урана. Сов. геология, № 10, 1964.
4. *Каширцева М. Ф.* Влияние вещественного состава пород на формирование эпигенетических концентраций урана. Сов. геология, № 10, 1968.
5. *Лисицын А. К.* О формах нахождения урана в подземных водах и условиях осаждения его в воде. Геохимия, № 9, 1962.
6. *Наумов Г. Б.* К вопросу о карбонатной форме переноса урана в гидротермальных растворах. Геохимия, № 1, 1959.
7. *Нейербург Д.* Материалы международной конференции по использованию атомной энергии том 6, Женева, 1955.
8. *Орфаниди К. Ф.* К вопросу о природе восходящих гидротермальных рудообразующих растворов. Тезисы докл. III конф. геологов Сев. Кавказа, 1968.
9. *Старик И. Е., Колядин Л. Б.* Об условиях существования урана в океанической воде. Геохимия, № 3, 1957.
10. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенезиса. Изд-во АН СССР, 1962.
11. *Таусон Л. В.* О формах нахождения некоторых редких элементов в изверженных горных породах ДАН СССР, том XV, № 6, 1954.
12. *Щербина В. В.* Комплексные соединения и перенос геохимических элементов в зоне гипергенеза. Геохимия, № 5, 1956.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 5, 83—92, 1973

УДК 550.3:525.2

А. В. АРУТЮНЯН

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ СКОРОСТЕЙ УПРУГИХ ВОЛН В ПОРОДАХ ИЗ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ АРМЕНИИ ПРИ ДАВЛЕНИЯХ ДО 20 *кбар*

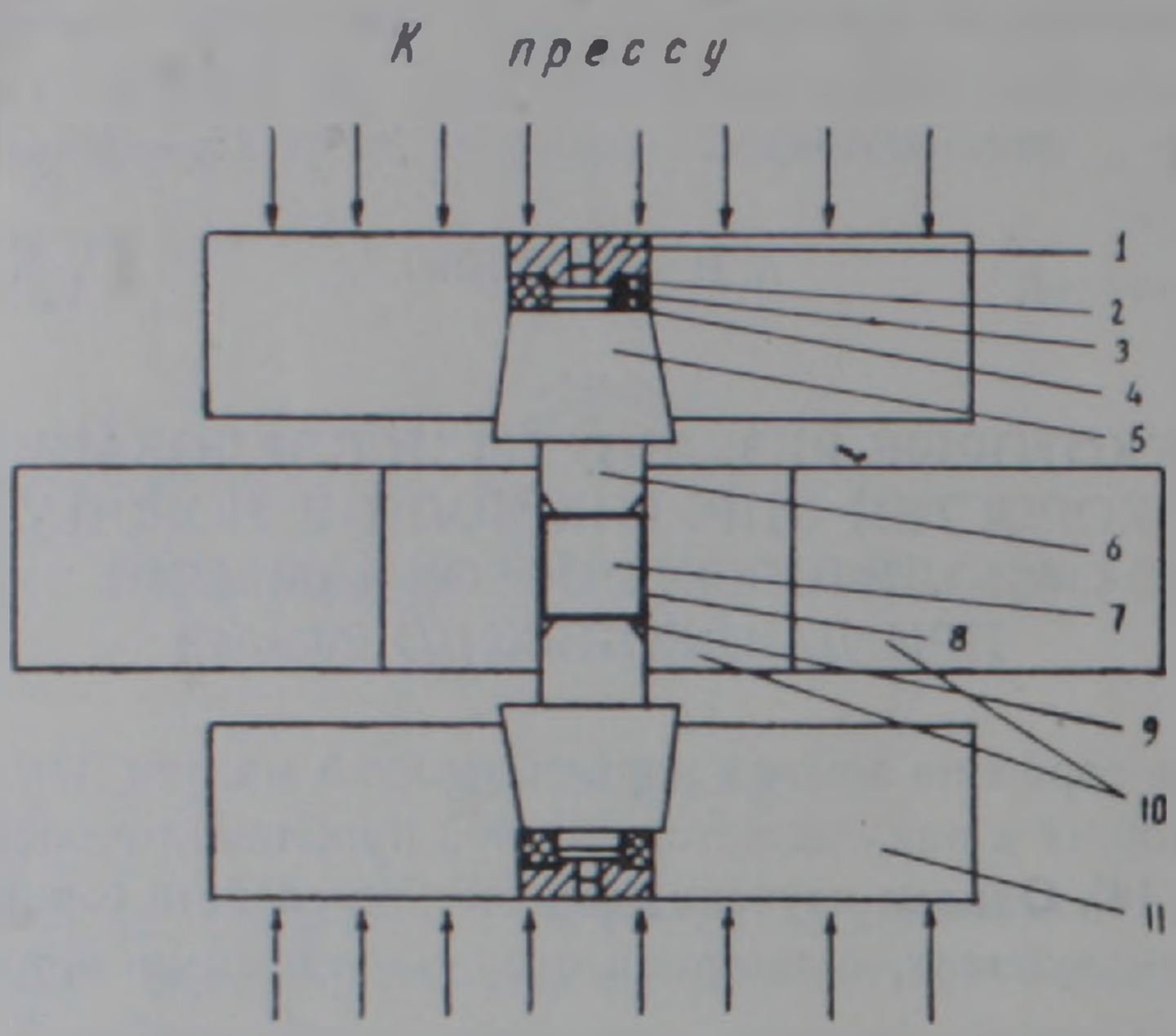
Изучение строения земной коры и верхней мантии Земли и процессов, протекающих в них, является важной проблемой геологии и геофизики [2, 3, 9, 14]. Однако изучение физических свойств горных пород, залегающих на глубинах, в настоящее время прямыми методами невозможно.

Особое место в комплексе исследований земной коры и верхней мантии занимает изучение упругих свойств горных пород и породообразующих минералов в напряженном состоянии при высоких термодинамических параметрах [1, 4], так как наличие таких сведений важно для правильного определения состава и строения слоев земной коры и верхней мантии Земли. В настоящее время разработаны специальные установки и методики определения распространения скоростей упругих волн при высоких давлениях и температурах [5, 7].

Нами была использована установка высокого давления [5], разработанная в Институте физики Земли АН СССР, в лаборатории высоких давлений, которая позволяет провести ультразвуковое измерение образцов пород в условиях квазигидростатического давления; передающей средой является свинец.

Схема установки высокого давления показана на фиг. 1. Она состоит из камеры высоких давлений (10), двух пуансонов (5) и двух поршней (6). Камера с рабочим каналом $\Phi = 20$ *мм* изготовлена из твердого сплава ВК и запрессована в поддерживающее кольцо. Поршни изготовлены из твердого сплава ВК. Торцы поршней притирались к пуансонам, изготовленным из сплавов ВК, которые также запрессовывались в поддерживающие кольца (11). В наковальни вмонтированы пьезоэлектрические преобразователи (4), из которых один является излучателем ультразвуковых волн, а другой—приемником. Они устанавливались на смазанной тонким слоем масла плоской поверхности пуансонов и прижимались резиновыми прокладками (1). Испытываемый образец (7) в свинцовой оболочке (8) вставляется в канал камеры. Давление создается при помощи 100-тонного пресса. Для предотвращения утечки свинца устанавливаются уплотнительные стальные кольца (9). Перемещение поршней под давлением измеряется с помощью индикаторов часового типа, с точностью 0,01 *мм*.

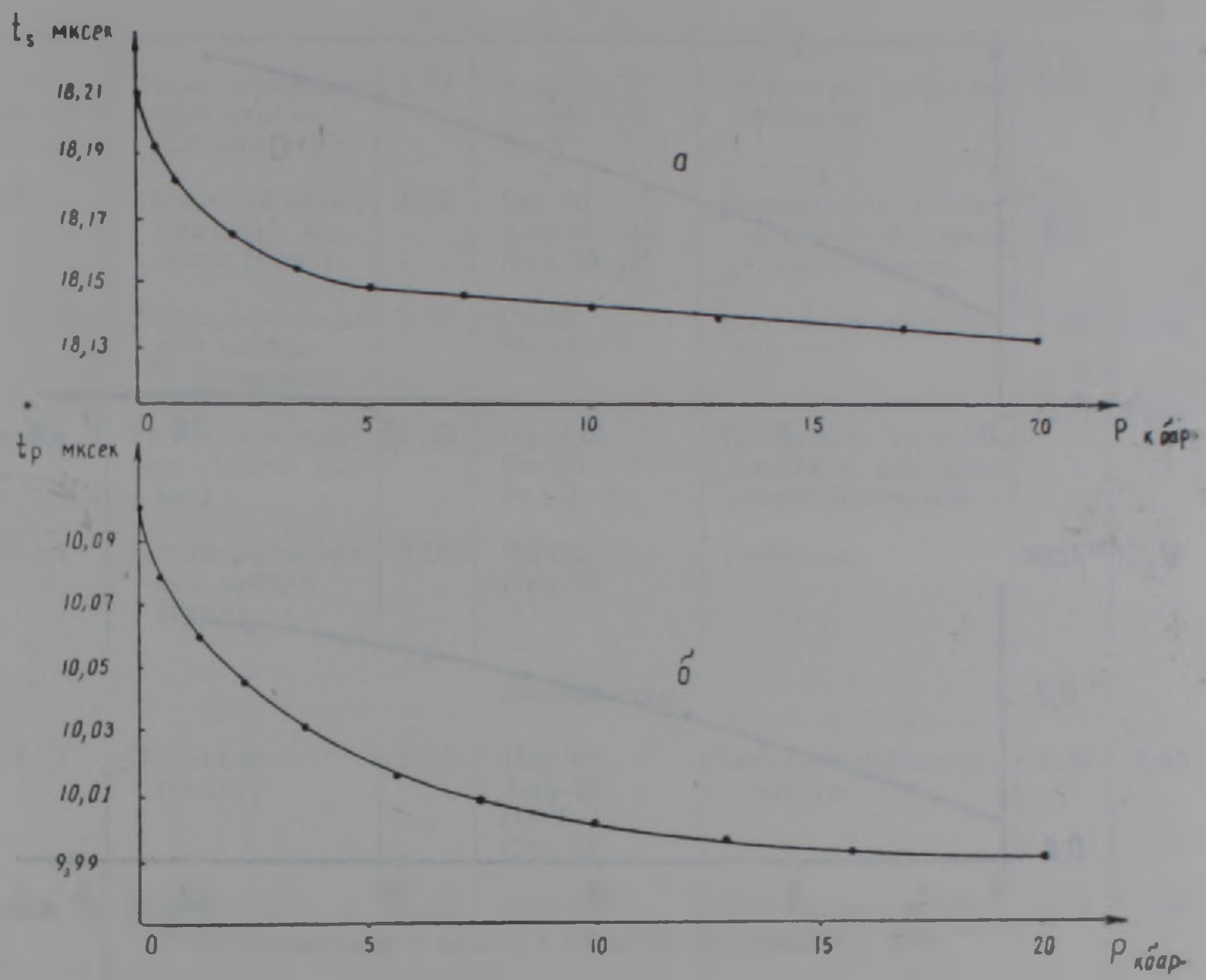
Изучение распространения упругих волн в исследованных образцах



Фиг. 1. Схема установки высокого давления.

горных пород проводилось импульсным ультразвуковым методом. Прямоугольный импульс от генератора 26-И с определенной заданной длительностью подается на пьезокерамический излучатель типа ЦТС и возбуждает в нем собственные упругие колебания с частотой 1—3 *мгц*. Пьезокерамический приемник преобразует упругие импульсы после прохождения через образец в электрический, затем импульс увеличивается усилителем типа УР-2 и подается на осциллограф, который позволяет регистрировать время пробега ультразвуковой волны с точностью 0,01 *мк.сек*. Для осуществления надежного акустического контакта при измерении скорости продольных волн используется трансформаторное масло, а при измерении скорости поперечных волн—раствор канифоли в спирте. Отношение радиуса стержня к длине волны составляет 1,2—1,8, что позволяет рассчитать скорость распространения продольных волн в безграничной среде.

М. П. Воларовичем с сотрудниками [5, 6, 7, 8] была разработана методика, позволяющая определить скорости распространения упругих волн при высоких давлениях. При данном методе непосредственным измерением определяются время пробега упругого импульса через систему поршень—свинцовая оболочка—образец. Время пробега в системе в конусах и поршнях предварительно определялось тарировкой приспособления без образца. При этом поршни (6) приводились в соприкосновение друг с другом. В результате многократных циклов нагружения разгрузки строилась тарировочная кривая (фиг. 2), показывающая зависимость от давления времени пробега упругой волны в системе. Время пробега волны в свинце (в ее торцовых частях) определяется на основании измерения скорости упругих волн от давления в свинце (фиг. 3)



Фиг. 2. Тарировочные кривые для определения задержки в системе наковальня—поршень. а—для поперечных волн, б—для продольных волн

и измерения толщины торцовых стенок свинцовой оболочки в процессе опыта. Изменение длины образца в процессе опыта определяется по смещению поршней, отсчет берется по двум индексаторам часового типа, расположенным по концам траверзы. На основании полученных данных вычислялись длина образца и время пробега упругого импульса через образец при различных величинах давления, по которым определялась скорость в образце как функция давления.

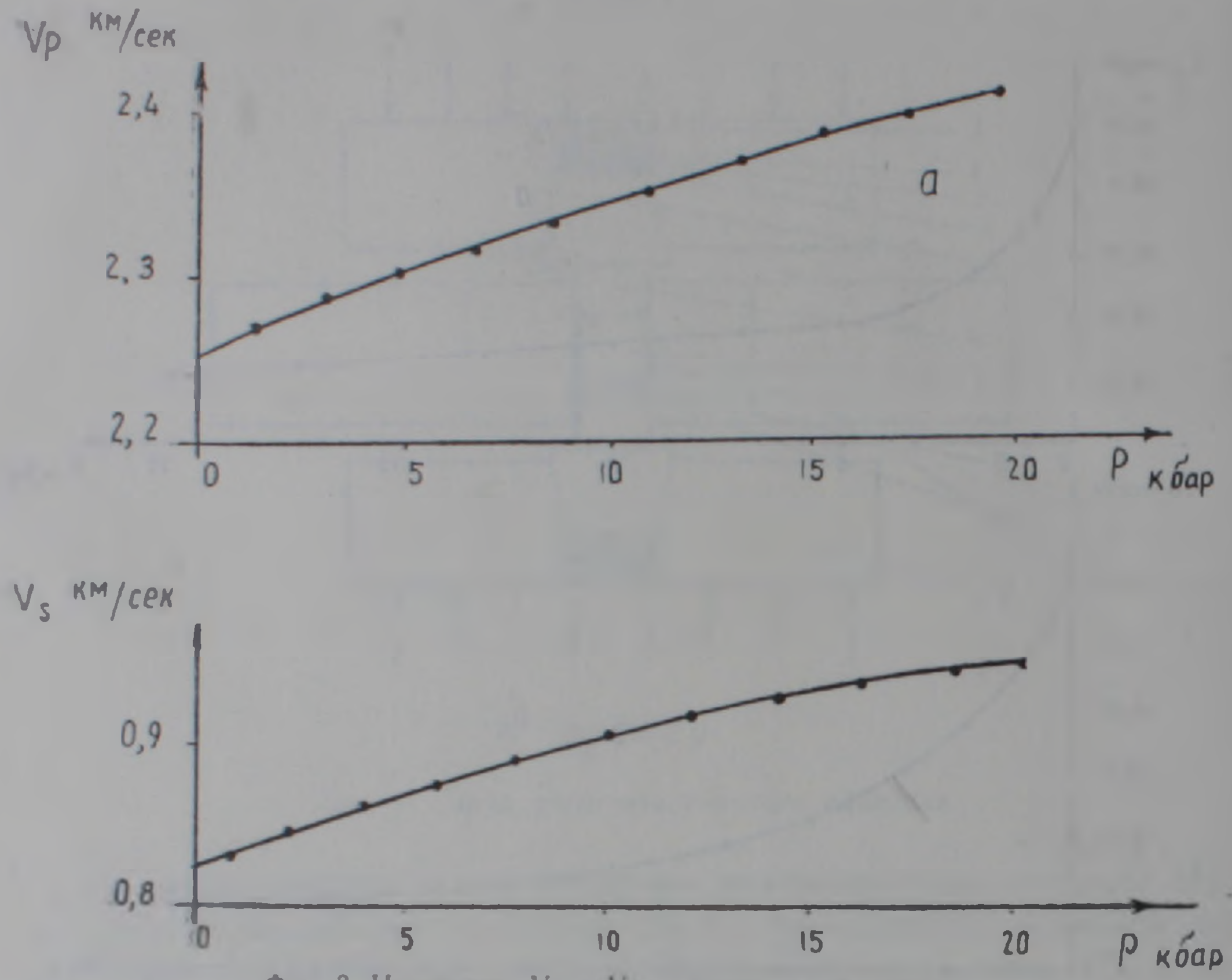
По вышеуказанной методике были исследованы скорости распространения упругих волн в образцах горных пород основного и ультраосновного состава, отобранных в офиолитовых поясах Армении.

Перед испытанием под давлением были определены физические параметры при нормальных условиях, минералогический состав и петроструктурные особенности образцов.

В таблице 1 приведены результаты, полученные при нормальных условиях для некоторых образцов.

Для испытания под высоким давлением были отобраны наиболее характерные образцы горных пород.

На фиг. 4 показаны зависимости Vp от давления для некоторых базальтов, диабазов и габбро. Во всем интервале давления скорости возрастают для всех образцов. Для диабазов и базальтов наблюдается зна-



Фиг. 3. Изменения Vp и Vs в свинце с давлением.

Таблица 1

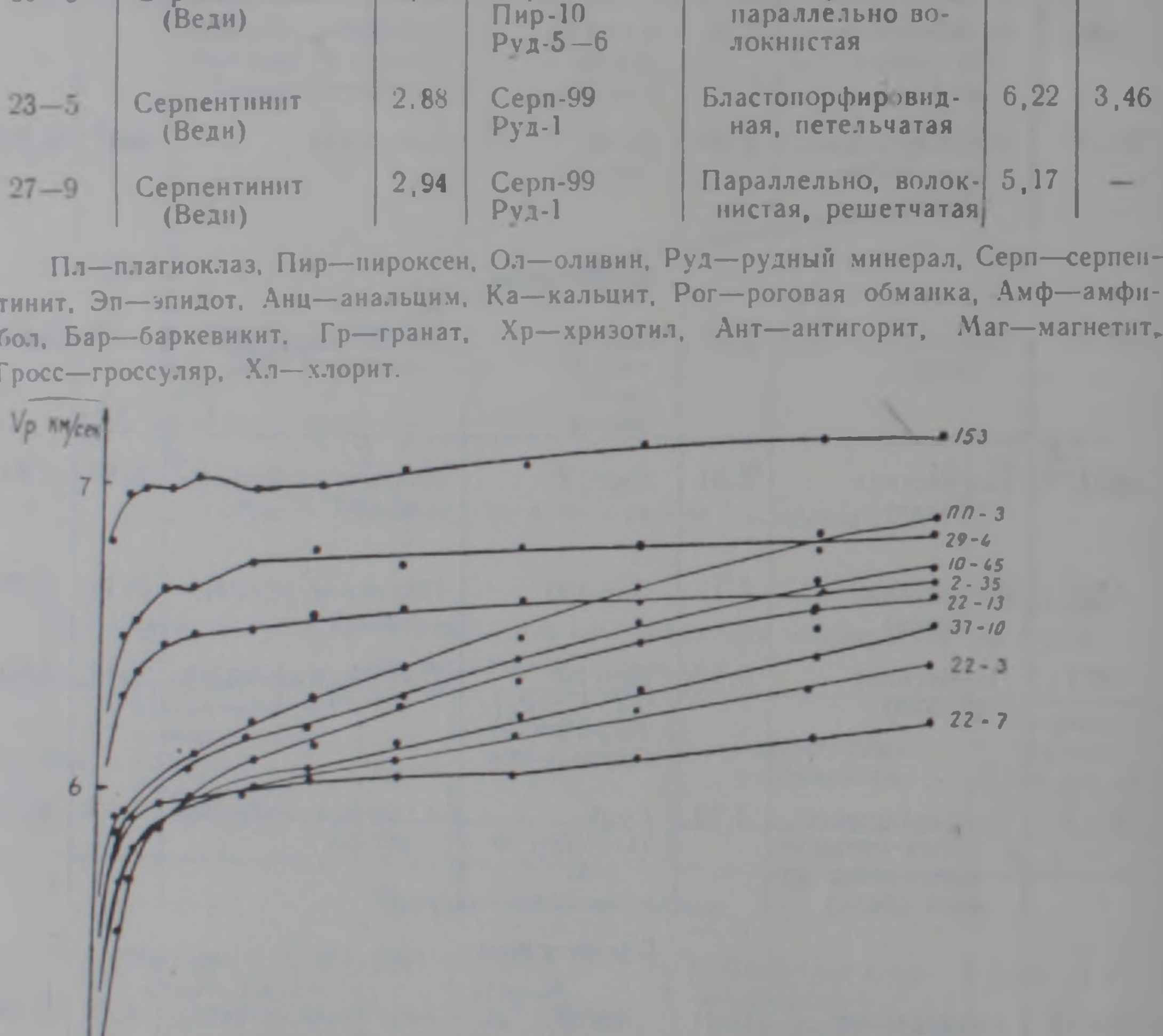
Некоторые упругие и петрографические характеристики образцов горных пород при нормальных условиях

№ образцов	Наименование и место отбора образцов горных пород	ρ, $г/см^3$	Минеральный состав в %	Структурные особенности	Скорость упругих волн, *км/сек*	
					V_p	V_s
1	2	3	4	5	6	7
Породы основного состава						
22—13	Вариолитовый базальт (Веди)	2,68	Пл-43 Пир-42 Ка+Хл-10 Руд-5	Порфировая с вариолитовой структурой основной массы	5,00	2,92
37—10	Метаморфизованный диабаз (Веди)	2,74	Амф-55 Рог-40 Эп-5	Офитовая, пойкилоофитовая	5,20	—
10—45	Базальт (Степанаван)	2,74	Пл-50—55 Пир-30—35 Руд-5	Порфировая, с интерсертальной стр-ой основной массы	5,19	—
22—7	Щелочной анальцимовый базальт (Веди)	2,76	Анц-40 Бар-25 Пир-35	Порфировая с гиалопилитовой структурой основной массы	5,44	3,36

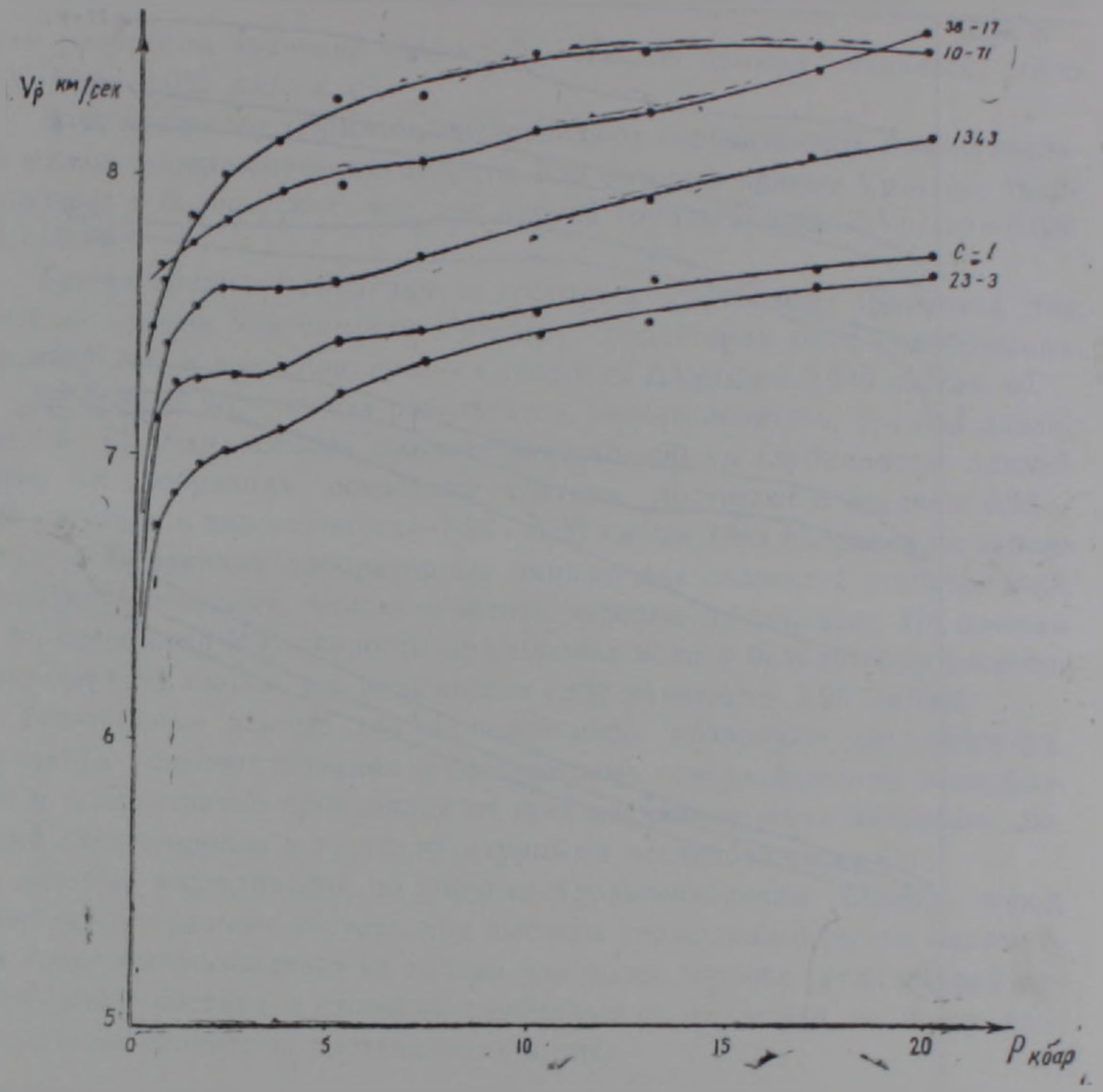
1	2	3	4	5	6	7
СН ш—3	Метаморфизованный диабаз (Степанаван)	2,77	Амф-55 Рог-40 Эп-5	Офитовая, пойкилоофитовая	5,10	—
22—3	Щелочной анальцимовый базальт (Веди)	2.80	Бар-30 Анц-40—45 Пир-20—25	Порфировая, с гиалопилитовой стр-ой основной массы	5,84	—
2—35	Метаморфизованное габбро (Степанаван)	2,87	Пл-65 Пир-35	Аллотриоморфозернистая	5,99	3,25
					6,80	3,85
153	Роговообманковое габбро (Севан)	2,95	Пл-50 Рог-47 Руд-3	Габбровая, переходящая к аллотриоморфозернистой		
29—4	Метаморфизованное габбро (Веди)	3,00	Пл-65 Пир-35	Габбровая	5,97	3.37
	Пироксениты					
23—3	Пироксенит (Веди)	2,98	Пир-45 Амф-25 Пл-25 Сер-25	Панидиоморфозернистая	6.47	3.65
С-1	Пироксенит (Севан)	3,01	Пир-100	Панидиоморфозернистая	5,89	3.84
1343	Пироксенит (Севан)	3,11	Пир-100	Панидиоморфозернистая	6,10	3,66
1071	Пироксенит (Севан)	3,18	Пир-86 Ол+Серп.+ Маг-10 Гросс-3—4	Панидиоморфозернистая	7,11	3,65
38—17	Гранат-пироксенова метаморфизованная порода (Веди)	3.19	Гр.-65 Пл+Пир-30 —35	Аллотриоморфозернистая	7,63	4,19
	Серпентиниты					
31—11	Серпентинит (Веди)	2,41	Хр-86 Ант-14	Бластопорфировидная, решетчатая	4,32	2,33
38—5	Серпентинит (Веди)	2.44	Хр-75 Серп-20 Руд-3—5	Бластопорфировая, петельчатая	3,60	1,90
29—5	Серпентинит (Веди)	2,45	Серп-97 Хр-3	Поперечно-волокнистая	4,50	2,84
29—2	Серпентинит (Веди)	2,49	Серп-95—Руд-3—5	Поперечно-волокнистая, пластинчатая, мелковолокнистая	5,50	2,87
КТ 28—5	Серпентинит (Веди)	2,50	Серп-99 Руд-1	Петельчатая	4,87	2,52

1	2	3	4	5	6	7
28—4	Серпентинит (Веди)	2,60	Серп-99 Руд-1	Петельчатая, волокнистая	5,17	2,44
1337	Серпентинит (Севан)	2,62	Хр-30 Ант-60—65 Ол-5—7	Петельчатая, пластинчатая	6,00	3,34
30—5	Серпентинит (Веди)	2,64	Хр-52 Ант-40 Руд-7—8	Решетчатая, лепидобластовая	5,55	3,41
38—9	Серпентинит (Веди)	2,78	Серп-84 Пир-10 Руд-5—6	Бластопорфировая, параллельно волокнистая	6,76	3,46
23—5	Серпентинит (Веди)	2,88	Серп-99 Руд-1	Бластопорфировидная, петельчатая	6,22	3,46
27—9	Серпентинит (Веди)	2,94	Серп-99 Руд-1	Параллельно, волокнистая, решетчатая	5,17	—

Пл—плагиоклаз, Пир—пироксен, Ол—оливин, Руд—рудный минерал, Серп—серпентинит, Эп—эпидот, Анц—анальцим, Ка—кальцит, Рог—роговая обманка, Амф—амфибол, Бар—баркевикит, Гр—гранат, Хр—хризотил, Ант—антигорит, Маг—магнетит, Гросс—гроссуляр, Хл—хлорит.



Фиг. 4. Изменение скорости Vp от давления в образцах: (153, 29—4, 2—35)—габбро, (ПП-3, 37—10)—диабазы, (10—45; 22—13; 22—3; 22—7)—базальты.

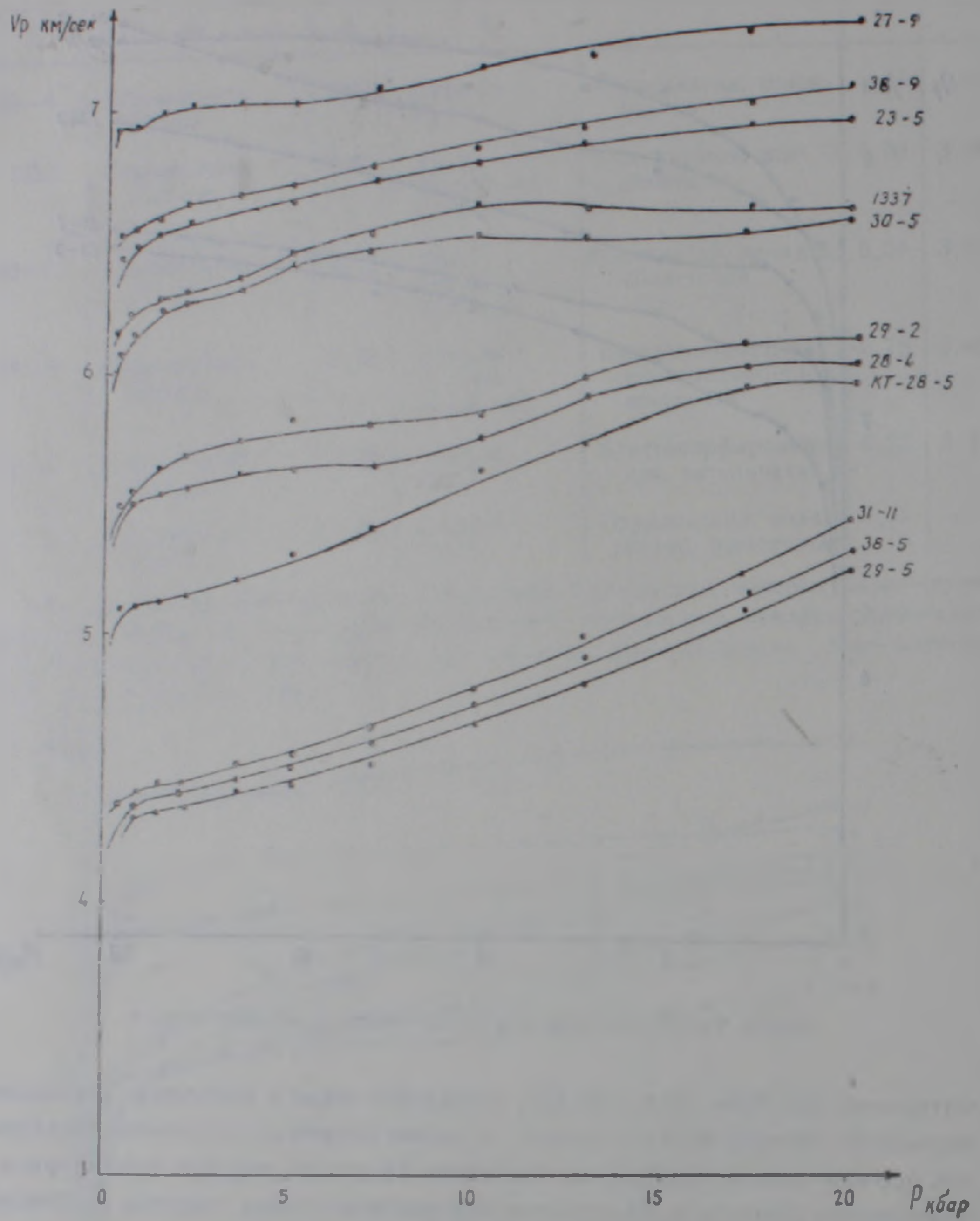


Фиг. 5. Изменение скорости Vp от давления в пироксенитах.

чительный разброс значений Vp., который связан с широким диапазоном вариаций минерального состава, а также петроструктурными различиями, причем распределение по значению скорости хорошо согласуется со значениями плотности. Некоторое перераспределение связано с влиянием трещиноватости и пористости, значительно снижающими скорость упругих волн. Скорость распространения продольных волн от давления в образцах габбро значительно выше, по сравнению с базальтами и диабазами. Прирост скорости с давлением в диапазоне 5—15 *кбар* составляет в среднем как для базальтов, так и диабазов 0,025 *км/сек.кб*, а в породах габбро—0,011 *км/сек.кб*

На фиг. 5 приведены графики зависимости скорости Vp от давления для пироксенитов. Скорость в пироксенитах наиболее высокая. При давлении 20 *кбар* среднее значение скорости для указанных образцов равняется 7,96—8,00 *км/сек*, а в образце 38—17 достигает 8,35 *км/сек*.

Как для некоторых пироксенитов, так и для некоторых пород основного состава в интервале 2—4 *кб* наблюдается незначительное снижение



Фиг. 6. Изменение скорости Vp от давления в серпентинитах.

скорости, которое, по-видимому, связывается структурными особенностями горных пород и требует дальнейшего исследования.

На фиг. 6 показаны графики зависимости скоростей продольных волн от давления для серпентинитов. Все кривые $Vp = f(p)$ можно разбить на три группы, различающиеся между собой значениями скоростей.

К первой группе, которая характеризуется наиболее высокими скоростями, относятся серпентиниты с большим содержанием антигорита. Для некоторых образцов с антигоритовым содержанием зафиксирован волнистый характер кривых, что объясняется, по-видимому, специфическими особенностями их структуры. Эта группа характеризуется наиболь-

шим разбросом значений скоростей. Наклон кривых меняется мало $\Delta Vp/\Delta p = 0{,}025$ *км/сек. кб.*

Вторую группу образцов представляют серпентиниты с относительно малым содержанием антигорита, для которых кривые $Vp = f(p)$ группируются в более узких, чем для первой группы пород, $\Delta Vp/\Delta p = 0.036$ *км/сек. кб.*

Третья группа серпентинитов состоит в основном из хризотила, для которых кривые зависимости $Vp = f(p)$ характеризуются наибольшим наклоном к оси давления, прирост скорости $\Delta Vp/\Delta p = 0{,}049$ *км/сек. кб.*

Исходя из полученных результатов, можно отметить, что при давлении 14—15 *кбар,* которое соответствует 45—50 *км* глубинности земной коры, Vp в образцах основного состава достигает в среднем 6,55—6,65 *км/сек*, а в пироксенитах—7,96—8,00 *км/сек* (без поправки на температуру). Сравнивая лабораторные данные для скоростей упругих волн с сейсмологическими, можно отметить хорошее их согласие. По данным Н. К. Карапетян [10], скорости продольных волн в базальтовом слое составляют 6,50 *км/сек*, а в подкоровом слое равняются 7,96 *км/сек.*

Полученные данные для серпентинитов позволяют предположить, что процесс серпентинизации в офиолитовых поясах Армении многофазный и неоднократно проявлялся во всех изученных нами интрузиях, который зафиксирован и петроструктурными исследованиями [11].

Данные исследований по упругим характеристикам горных пород более разнообразного состава при высоких термодинамических параметрах могут использоваться не только для более точного установления вещественного состава и строения глубинных слоев Земли, но и для распознавания процессов, протекающих в них.

Ереванский политехнический институт Поступила 19.XII.1973.

Ա. Վ. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԴՈՏԻՆԵՐԻ ԱՊԱՐՆԵՐՈՒՄ ԱՌԱՁՈՒԱԿԱՆ ԱԼԻՔՆԵՐԻ ՏԱՐԱԱՄՄԱՆ ԱՐԱԳՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՈՐՈՇ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐ ՄԻՆՉԵՎ 20 ԿԲԱՐ ՃՆՇՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐՈՒՄ

Ամփոփում

Հոդվածում տրված է Մոսկվայի Երկրի ֆիզիկայի ինստիտուտի բարձր ճնշումների լաբորատորիայում մշակված փորձերի կատարման մեթոդիկան։ Ուսումնասիրված հիմքային և ուլտրահիմքային ապարներն ընտրված են Հայաստանի օֆիոլիտային դոտիներից։ Որոշվել են այդ ապարների ֆիզիկական հատկությունները, միներալոգիական կազմը և տրուկտուրային առանձնահատկությունները, որոնք ամփոփ ձևով բերված են աղյուսակում։

Բարձր ճնշման պայմաններում կատարված ուսումնասիրություններից հետևում է, որ հիմքային կազմի ապարներից գաբրոներում առաձգական ալիքների տարածման արագությունն ավելի մեծ է, քան դիաբազներում և բա-

պալտներում, իսկ դիաբազներում ավելի, քան բազալտներում։ Ուլտրահիմնային ապարներից պիրոքսենիտներում, հիմքային ապարների համեմատությամբ, նկատվում է առաձգական ալիքների տարածման ավելի բարձր արագություն։

Ստացված տվյալները համապատասխանում են կեղևի տարբեր «բազալտային» շերտի և ենթակեղևային գանգվածների վերաբերյալ եղած գեոֆիզիկական տվյալներին։

Ստացված արդյունքները մեծ արժեք են ներկայացնում երկրակեղևի խոր հորիզոնների և վերին պատյանի կազմն ու կառուցվածքը որոշելու համար։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г. Д.* Еще раз о строении земной коры по геофизическим данным с позиции петрографии. Изд. АН СССР, сер. геол., № 10, 1962.
2. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. «Наука», М., 1966.
3. *Воларович М. П.* Исследование физико-механических свойств горных пород при различных давлениях. Труды I Всесоюзн. тект. физ. сов. Госгеолтехиздат, 1960.
4. *Воларович М. П.* Семинар по физическим свойствам горных пород при высоких давлениях. Вестник АН СССР, № 8, 1962.
5. *Воларович М. П., Левыкин А. И., Галдин Н. Е.* Изучение скоростей продольных волн в образцах горных пород при давлениях до 20000 *кг/см²*. ДАН СССР, № 6, 157, 1964.
6. *Воларович М. П., Стаховская З. И.* Исследования модуля Юнга образцов горных пород при всестороннем давлении до 5000 *кг/см²* методом изгиба. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 582, 1958.
7. *Воларович М. П., Левыкин А. И.* Измерение скоростей продольных волн в образцах горных пород при давлении до 40000 *кг/см²*. ДАН СССР, № 6, 165, 1965.
8. *Воларович М. П., Киреенкова С. М., Баюк Е. И.* Исследование скоростей продольных волн и плотности эклогитов при давлениях до 17 *кбар*. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1971.
9. *Гутенберг Б.* Физика земных недр. ИЛ, 1963.
10. Геология Арм. ССР. Геофизика, том X, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1972.
11. Геология Арм. ССР. том III, Петрография. Интрузивные породы. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1966.
12. Геология СССР. том 43. Армянская ССР, «Недра», 1970.
13. *Лебедев Т. С., Корниец Д. В., Шаповал В. И., Корчин В. А.* Упругие свойства горных пород при высоких давлениях. «Наукова думка», 1972.
14. *Магницкий В. А.* Внутреннее сроение и физика Земли. «Недра», 1965.
15. Тектогеофизика и механические свойства горных пород. «Наука», Москва, 1971.
16. Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Материалы Третьего Всесоюзного совещания. «Наукова думка», Киев, 1971.
17. Электрические и механические свойства горных пород при высоких давлениях. Тр. ИФЗ АН СССР, № 37, 1966.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 5, 93—96, 1974

КРИТИКА

УДК 552.313.1

Э. Х. ХАРАЗЯН

О ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ НЕКОТОРЫХ БАЗАЛЬТОВ И АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТОВ МАЛОГО КАВКАЗА

По поводу статьи М. А. Петровой «Генетические типы высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов (на примере Кавказа и Карпат)», опубликованной в журнале «Советская геология», № 10, 1972)

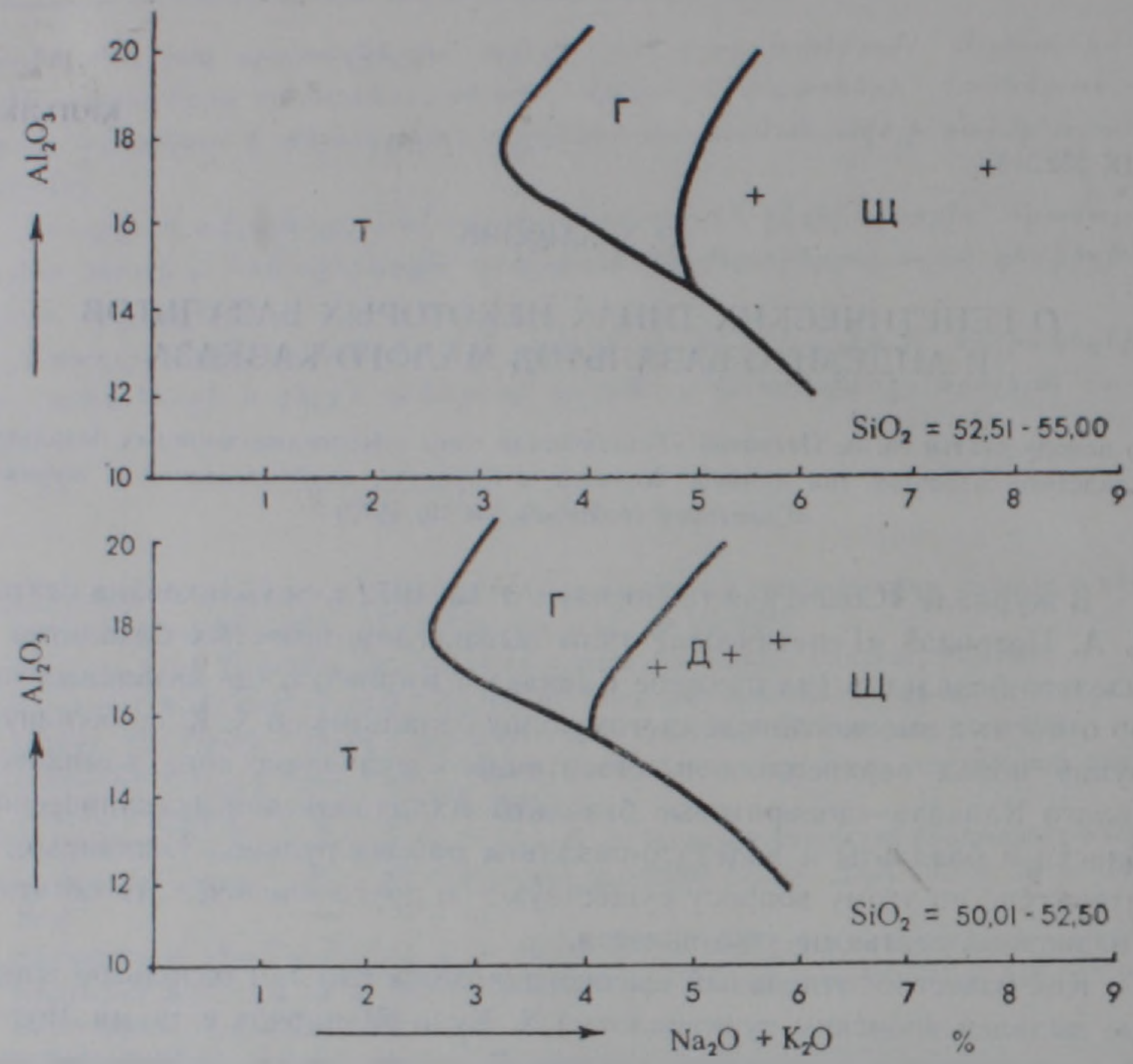
В журнале «Советская геология», № 10, 1972 г. опубликована статья М. А. Петровой «Генетические типы высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов (на примере Кавказа и Карпат)», где названный автор относит к высокоглиноземистому типу базальтов по Х. Куно большую группу пород верхнеплиоцен-четвертичного вулканического комплекса Малого Кавказа—долеритовые базальты Ахалкалакской вулканической области и базальты и андезито-базальты района вулкана Ишхансар. В литературе по этому вопросу существуют и другие мнения, хотя об этом в названной статье не упоминается.

Как известно, отдельный высокоглиноземистый тип базальтов впервые выделен японским вулканологом Х. Куно [5], наряду с двумя другими (толеитовым и щелочным) типами. В основу для разграничения высокоглиноземистых базальтов указанный исследователь поставил не абсолютные значения Al_2O_3 (как это делает М. А. Петрова), а определенные соотношения SiO_2, Al_2O_3 и K_2O+Na_2O. В названной работе приводятся диаграммы, построенные с использованием трех вышеназванных компонентов, где кривыми оконтурены поля, характерные для того или иного выделенного им типа базальта.

После нанесения приведенных М. А. Петровой химических анализов по породам Малого Кавказа (табл. 1, ан. 1—4) на эти диаграммы (фиг. 1) выясняется, что все изученные М. А. Петровой долеритовые базальты северо-западной части Армянской ССР и Южной Грузии, а также базальты и андезито-базальты вулкана Ишхансар, в действительности, соответствуют не высокоглиноземистому, а щелочному типу по Х. Куно. Такой вывод для долеритовых базальтов подтверждается также на основании изучения петрографического состава этих лав и сравнения их с данными соответствующей таблицы Х. Куно [4].

Примерно то же самое можно сказать и в отношении рассмотренных М. А. Петровой лав Гудаурского потока Большого Кавказа (табл. 1, ан. 5).

В своей последней таблице М. А. Петрова не приводит среднего состава щелочного базальта по Х. Куно (табл. 1), между тем, как показали наши исследования [4], последние обнаруживают большое сходство с изу-



Фиг. 1. Диаграммы Х. Куно [5] для соотношений SiO_2—Na_2O+K_2O—Al_2O_3 разных типов базальтов. Т—поле толеитового базальта, Г—поле высокоглиноземистого базальта, Ш—поле щелочного базальта, +— базальты и андезито-базальты Кавказа (данные М. А. Петровой), д—долеритовый базальт Ахалкалакской вулканической области.

ченными долеритовыми базальтами. В то же время приводятся средние магматические типы по У. Кеннеди и С. Р. Ноккольдсу, с которыми лавы Кавказа так и не сравниваются.

Следует отметить, что в статье М. А. Петровой нашли место и некоторые другие неточности:

1. Использованы отдельные неправильные геологические данные: а) площадь долеритовых лав Ахалкалакской вулканической области не превышает 3,5 *тыс. кв. км* (см. любую геологическую карту данного региона), в статье же приводится цифра 10 *тыс. кв. км;* б) число долеритовых потоков на линии разреза ущелья р. Ахуряи, выше с. Амасия не превышает 24, а у Петровой оно равняется 28, что в действительности соответствует разрезу ущелья р. Дебед; в) вдвое завышены максимальные мощности отдельных потоков—вместо до 30 *м* приводится до 60 *м*.

2. В нескольких местах встречаются факты несовпадения текста статьи со своими же таблицами и рисунками: а) мощность лавового разреза ущелья р. Ахуряи по тексту составляет 150 *м*, а на рисунке 2 она

Таблица 1

Химические составы некоторых базальтов и андезито-базальтов разных районов

Окислы	Япония и Корея по Х. Куно [5]			Кавказ по М. А. Петровой [1]					Д
	Т	Г	Щ	1	2	3	4	5	
SiO_2	49,78	50,19	48,11	51,64	51,24	51,08	52,91	56,69	50,28
TiO_2	0,68	0,75	1,72	1,16	0,87	1,38	0,76	0,67	1,28
Al_2O_3	15,69	17,58	15,55	17,46	17,46	16,75	17,32	16,80	16,85
Fe_2O_3	2,73	2,84	2,99	5,82	3,67	3,80	6,35	2,41	4,69
FeO	9,20	7,19	7,19	3,69	5,53	6,00	1,21	4,68	6,06
MnO	0,35	0,25	0,16	0,14	0,12	0,14	0,12	0,08	0,12
MgO	7,79	7,39	9,31	5,03	5,94	6,34	4,41	6,00	5,75
CaO	11,93	10,50	10,43	8,45	8,88	8,84	7,78	7,02	9,12
Na_2O	1,21	2,75	2,85	4,18	4,15	3,48	4,79	3,64	3,66
K_2O	0,29	0,40	1,13	1,28	1,24	1,26	2,95	1,97	1,42
P_2O_5	0,07	0,14	0,56	—	—	—	—	—	0,43
Сумма	99,72	99,98	100,00	99,85	100,00	99,07	98,30	99,36	99,66

Примечания: Т—толеитовый базальт; Г—высокоглиноземистый базальт; Щ—щелочной базальт; 1—базальты, андезито-базальты и долериты лавовой толщи среднего течения р. Ахурян; 2—базальты и долериты южной части Ахалкалакского плато; 3—базальты и долериты центральной части Ахалкалакского плато; 4—трахибазальты и трахиандезито-базальты трех толщ вулкана Ишхансар; 5—андезито-базальты Гудаурского потока (Большой Кавказ); Д—долеритовый базальт Ахалкалакской вулканической области (средний из 46 ан.).

равняется 170 *м;* б) в тексте говорится, что всего по долеритовым базальтам (в т. ч. и ахалкалакским) использовано 48 хим. анализов. В таблице 1 точную цифру этих анализов невозможно установить—это или 40 или 54 (так и неясно, которая из них правильная), а на рис. 2 только для ахурянского разреза указаны фигуративные точки 47 химических анализов, в) встречаются ошибки в арифметических подсчетах сумм щелочей и окислов железа в табл. 1 и на рис. 2.

3. Имеются случаи неточной ссылки и незнания материалов предыдущих исследователей. В частности, изучение геологического строения и петрографического состава лавовой толщи бассейна р. Ахурян приписывается А. А. Адамян, тогда как названный исследователь ахурянскими лавами никогда не занималась. Предыдущими исследователями [2, 3, 4] уже была установлена петрографическая и петрохимическая однородность всех членов толщи долеритовых базальтов Южной Грузии и северо-западной части Армянской ССР, однако М. А. Петровой это представляется от своего имени.

По нашему мнению, можно было избежать вышеупомянутых недоразумений и искажений, нашедших место в статье М. А. Петровой, если бы редакция «Советской геологии» направила эту статью на отзыв специалистам по данному вопросу и по региону проведенных работ.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 31.1.1974.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Петрова М. А.* Генетические типы высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов (на примере Кавказа и Карпат). «Советская геология», № 10, 1972.
2. *Схиртладзе Н. И.* Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН Грузинской ССР, Тбилиси, 1958.
3. *Харазян Э. Х.* Новейшие вулканические образования верховьев бассейна р. Ахурян (Арм. ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 5, 1968.
4. *Харазян Э. Х.* К петрохимической характеристике долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIV, № 2, 1971.
5. *Kuno H.* High-alumina Basalt. Journal of Petrology, volume 1, № 2, June, 1960.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 5, 97—98, 1974

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

УЧЕНЫЙ, ЧЕЛОВЕК, ДРУГ

9 сентября с. г. исполнилось 60 лет со дня рождения одного из ветеранов геологической службы республики—заслуженного геолога Армянской ССР, замечательного человека и друга ЛЕВОНА АВЕТИСОВИЧА АВАКЯНА.

Л. А. Авакян родился в 1914 г. в г. Игдыре (Турция), в семье учителя. Массовая резня и преследование армян в Турции в годы Первой мировой войны вынудили семью Авакянов оставить родные края и переехать на постоянное местожительство в г. Ереван.

В 1931 г. Л. А. Авакян кончает Центральную показательную школу в г. Ереване и командируется в с. Азатан Арташатского района, где до 1934 г. занимается педагогической деятельностью.

В 1934 г. Л. А. Авакян поступает на геологический факультет Ереванского гос. университета, который он успешно кончает в 1939 г. До 1942 г. он работает в Геологическом институте Арм. ФАН-а СССР научным сотрудником.

В 1942 г. Л. А. Авакян призывается в Советскую Армию, однако скоро—в 1943 г., по решению Правительства Союза ССР о демобилизации из действующей Армии научных сотрудников, в связи с укреплением тыла. Л. А. Авакян возвращается домой, где в стенах Геологического института до 1947 г. продолжает свои научные изыскания.

Научные интересы Л. А. Авакяна не ограничивались работой в Институте, его стихией была преподавательская деятельность. Немногим из нас суждено быть хорошим лектором; помимо хороших знаний предмета, настоящий лектор должен владеть грамотным и красивым языком и хорошей интонацией. Всеми этими качествами обладал Левон Аветисович, лекции которого, пусть это будет аудитория студентов Университета или Политехнического института, где он работал доцентом, слушались с большим вниманием.

Сугубо научные интересы Л. А. Авакяна имеют в основном два направления. Долгие годы его интересовали вопросы геологии четвертичного периода и особенно фауна, обитающая в этот период. В 1948 г. он защищает кандидатскую диссертацию, посвященную четвертичным ископаемым млекопитающим Армении. Впервые он, на основании ископаемой фауны, дает стратиграфическое расчленение четвертичных отложений территории Армении, а также впервые им детально описываются слон и носорог, бык и верблюд раннечетвертичного периода и восстанавливается ландшафт этой эпохи.

Второе научное направление, которое увлекает Л. А. Авакяна—это вопросы истории геологических наук. Его перу принадлежат исследования научного творчества таких деятелей геологической науки, как О. Т. Карапетян и Т. Р. Джрбашян, П. П. Гамбарян и П. Бонне, О. С. Степанян и А. И. Месропян и др. Много интересных статей им посвящено деятельности геологических учреждений республики.

Около двух десятков лет Л. А. Авакян возглавляет деятельность Геологического музея АН Арм. ССР, который стал одним из культурных центров республики и очагом пропаганды геологических знаний среди широких масс трудящихся. Он—один из старейших лекторов республиканского общества «Знание» и долгие годы является одним из руководителей методического совета по наукам о Земле. И поэтому его знают не только геологи, но и пионеры, и студенты, труженики полей и заводов, работники культуры и науки.

Перу Л. А. Авакяна принадлежит более 40 научных трудов, большая часть которых опубликована в академических изданиях Еревана и Москвы.

Сегодня Левону Аветисовичу 60 лет. Но зная его эрудицию и работоспособность, можно сказать, что он с юношеской энергией только входит в жизнь.

В день славного шестидесятилетия геологическая общественность республики желает Левону Аветисовичу крепкого здоровья и новых больших творческих успехов

Э. Г. Малхасян