

ՀՄՍՌ ԳԱ Երկրաբանական և աշխարհագրական
գիտությունների սերիա

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒՆԴԻԱ՝

Ա. Հ. Գաբրիելյան (պատ. խմբագիր), Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Բ. Բաղդասարյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ն. Ի. Դոլուխանովա, Թ. Շ. Թաթևոսյան, Է. Ա. Խաչատրյան (խմբագրի տեղակալ), Ա. Հ. Մեսրոպյան, Ս. Ս. Մկրտչյան, Է. Հ. Հարությունյան (պատ. քարտուղար), Ն. Գ. Մելիք-Մուրադյան, Ա. Ն. Քոչարյան:

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

А. А. Габриелян (ответ. редактор), А. Т. Аслanian, А. Б. Багдасарян, Г. П. Багдасарян, Н. И. Долуханова, А. Е. Кочарян, А. И. Месропян, С. С. Мкртчян, Т. Ш. Татевосян, Э. А. Хачатурян (зам. редактора), Э. А. Арутюнян (ответ. секретарь), Н. Г. Мелик-Мурадян.

СТРАТИГРАФИЯ

А. А. ГАБРИЕЛЯН

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЕНИИ
И СМЕЖНЫХ ЧАСТЕЙ МАЛОГО КАВКАЗА

В разрезах третичных отложений Армении выделяется ряд свит, которые имеют маркирующее значение для определения возраста и стратиграфического положения подстилающих и покрывающих их отложений и корреляции разрезов отдельных районов. Детальное описание многих из этих свит (Шорагбюрская, Разданская, Вохчабердская и др.) приведено в предыдущих работах [3, 4]. В настоящей же статье мы остановимся на характеристике только тех свит, которые сравнительно слабо освещены в литературе и по которым имеются новые данные.

Для обоснования предлагаемой корреляционной схемы, считаем необходимым высказаться и по некоторым другим вопросам стратиграфии третичных отложений Армении. К числу последних относятся вопросы наличия в разрезах Армении палеоцена-нижнего эоцена, нижней и верхней границы среднего эоцена, стратиграфического расчленения мио-плиоценовой вулканогенной серии и другие.

О палеоцене — нижнем эоцене. К этому возрасту нами, а до этого и К. Н. Паффенгольцем, были отнесены флишоидные свиты, которые в Еревано-Вединском бассейне налегают на фаунистически охарактеризованные отложения верхнего мела и перекрываются средним эоценом.

В дальнейшем, однако, в литературе были попытки отрицать наличие палеоцена-нижнего эоцена в разрезах третичных отложений Приереванского района и Армении в целом, и всем этим флишоидным образованиям приписывался среднеэоценовый возраст.

Собранные за последние годы новые данные по этому вопросу заключаются в следующем.

В Еревано-Вединском бассейне, к северо-западу от сел. Чиманкенд, в ядре небольшой брахиантиклинальной складки, поверх фаунистически охарактеризованного маастрихта согласно залегает довольно мощная, порядка 500 — 600 м флишевая — Подкетузская свита, представленная ритмично чередующимися полимиктовыми серыми песчаниками, глинами, алевролитами, плотными плитчатыми известняками и реже конгломератами. В отдельных горизонтах этой фли-

шевой серии изобилуют различные знаки фукоидов, а на нижних поверхностях мелкозернистых песчаников встречаются различные диатомы и гиероглифы.

На описанную флишевую свиту трансгрессивно, с базальным конгломератом в основании залегает горизонт песчаников и плотных нуммулитовых известняков нижнелютетского возраста.

В нижних горизонтах флишевой свиты Ю. А. Мартиросян определены датские фораминиферы — *Acarinina angulata* (White), *Globigerina edita* Subb., *Gyromorphina allomorphinoides* (Reuss.), *Stenonia caucasica* Subb., а в верхней, более мощной части разреза, отделяющейся от нижней части четко выраженным перерывом, ею определены палеоценовые представители: *Acarinina acarinata* Subb., *A. angulata* (White), *Globigerina varianta* Subb., *Globorotalia aragonensis* Nutt., *Globorotalia membranacea* (Ehr.) и др.

Возрастным и фациальным эквивалентом описанной флишевой свиты является флишевая же свита бассейна р. Азат — Гарнийская свита, которая занимает совершенно аналогичное стратиграфическое положение.

Очень интересным является сообщение Г. И. Немкова о том, что в вышеуказанных плотных известняках, залегающих выше описанной флишевой свиты района сел. Чиманкенд, им определен комплекс нуммулитов — *Nummulites planulatus* Lam., *N. globulus* Leym., *N. nitidus* d. l. H., *Assilina placentula* Desh. нижнеэоценового возраста. Этот факт, который, несомненно, подлежит дополнительному исследованию, еще больше расширяет границы распространения палеоцен-нижнеэоценового комплекса отложений. Фаунистически и литологически чрезвычайно сходные известняки и известковистые песчаники были обнаружены А. Е. Назаряном в районе Н. Ахтов, по правобережной части ущелья р. Раздан. Здесь эти отложения, по указанному исследователю, несогласно залегают на отложениях верхнего мела и выше по разрезу переходят в мощную туфо-осадочную свиту среднего эоцена.

Другим участком развития отложений палеоцен-нижнеэоценового возраста является Ширакский хребет. Здесь, по нашим наблюдениям 1948 г. и по последующим более детальным исследованиям О. А. Саркисяна, развита мощная (до 200 м) флишеидная свита песчано-глинисто-алевролитовых пород, которая совершенно, постепенными переходами связана с подстилающей известняковой свитой верхнего мела и трансгрессивно перекрывается нижним горизонтом фаунистически охарактеризованного среднего эоцена.

Вполне установленным можно считать нижнеэоценовый возраст мощной (до 2 км) вулканогенной толщи, широко развитой в западной части южного Зангезура и представленной плагиоклазовыми и авгитовыми порфиритами и их пирокластами.

Нижнеэоценовый возраст этой вулканогенной толщи впервые установлен Ш. А. Азизбековым [1] и подтвердился затем исследова-

ниями С. С. Мкртчяна [7]. В процессе полевых работ 1957 г. мы вполне убедились в правильности точки зрения указанных исследователей. Эта вулканогенная толща налегает в Ордубадском районе на флишоидные отложения датского яруса и в водораздельной части Зангезурского хребта, в районе горы Набад-даг, покрывается туфогенным средним эоценом. Кроме того, в плотных массивных темных известняках, в виде линз, встречающихся в этой вулканогенной толще, азербайджанскими микропалеонтологами определены нижнеэоценовые фораминиферы [1].

Петрографическим и стратиграфическим аналогом этой вулканогенной толщи являются темносерые и зеленовато-серые порфириты, порфиритовые туфобрекчии, туфоконгломераты и агломератовые туфы, обнажающиеся в районе Спитакского перевала.

К нижнему же эоцену, хотя условно, мы относим нижнеизвестняковый горизонт, залегающий в основании разреза палеогеновых отложений северо-восточного побережья оз. Севан [5].

Описанными выходами, по существу, и ограничивается область распространения образований палеоцен-нижнеэоценового возраста в Армении.

Ограниченное развитие отложений указанных геологических эпох обусловлено региональным поднятием страны, последовавшим после маастрихта, в результате происходивших в это время интенсивных горообразовательных движений. Только в мульдовых частях крупных синклинорных структур (Еревано-Вединский бассейн, Севано-Ширакской прогиб) создались благоприятные условия для накопления терригенных флишоидных осадков в датском ярусе, палеоцене и нижнем эоцене. В Зангезуре же указанные выше тектонические движения сопровождались мощной вулканической деятельностью, происходящей вдоль Севано-Зангезурского глубинного разлома.

Описанные флишевые отложения Армении, по условиям образования и стратиграфическому положению, сопоставляются с Боржомским флишем Аджаро-Триалетской складчатой зоны и флишевыми же образованиями Джульфа-Ордубадского района (Нахичеванская АССР) и верховьев р. Тертер (метаморфизованные туфогены, Башлибейльская свита).

О расчленении среднего эоцена и о его границах. Нижняя граница среднего эоцена четко отмечается палеонтологически, тектонически и литологически. Начало среднего эоцена ознаменуется установлением тропических климатических условий, что выражается в появлении и затем пышном развитии теплолюбивых форм — нуммулитов, кораллов, морских ежей и толстостенных и крупнораковинных пелеципод и гастропод. Последние в отложениях нижнего эоцена и тем более палеоцена или отсутствуют, или же встречаются редко. По всей Армении среднеэоценовые отложения трансгрессивно и с угловым несогласием перекрывают различные горизонты более древних отложений от нижнего эоцена и до палеозоя включительно. Фаунистически

и литологически средний эоцен отчетливо делится на два горизонта. Большое маркирующее значение имеет нижний, известняковый горизонт среднего эоцена, состоящего из плотных, массивных, то светлого, то темного цвета, часто рифогенных нуммулитовых известняков с характерной фауной *Nummulites laevigatus Brug.*, *N. lucasi d'Arch.* и др. Это самые нижние слои среднего эоцена, и поэтому все отложения, залегающие стратиграфически ниже этих известняков и над верхним мелом, должны быть отнесены к нижнему эоцену и палеоцену.

К этому, нижнему горизонту среднего эоцена, относятся: известняковая свита* бассейна рр. Веди, Шагап, западного Даралагеза, бассейна оз. Севан (район сс. Джил-Арданыш, Зодский перевал), басс. р. Дзкнагет, р. Акстев (сел. Фиолетово), известняки и известковистые песчаники Ширакского хребта, известняки горы Лальвар.

Верхний горизонт среднего эоцена характеризуется развитием наиболее крупных нуммулитов—*Nummulites perforatus de Montf.*, *N. brongniarti Brun.*, *N. gizehensis Forsk.* и представлен песчано-глинистыми отложениями в Приараксинской зоне и вулканогенно-осадочными образованиями в Севано-Ширакском и Даралагезском синклиниях. В бассейнах рек Веди, Шагап и в западном Даралагезе в основании описываемого верхнего горизонта среднего эоцена залегает характерный пласт зеленых глауконитовых песчаников, чему в Севано-Ширакском синклинии соответствуют, по-видимому, пласты зеленых туффитов и туфобрекчий. Контакт описанных двух горизонтов среднего эоцена неровный, трансгрессивный.

Начиная со среднего эоцена, намечается зональность в географическом распространении фауны нуммулитов. Нуммулитовая фауна северных районов Армении соответствует северной нуммулитовой провинции, охватывающей на территории СССР Северное Приаралье, Мангыш-лак, Кавказ, Крым, Донецкий бассейн, Южную Украину и, вероятно, Карпаты.

В состав же южной нуммулитовой провинции, отличающейся пышным развитием наиболее крупных форм нуммулитов, на территории СССР, входят южные районы Армении (Еревано-Вединский бассейн, Даралагез) и Нахичеванская АССР. Граница этих двух нуммулитовых зон на Кавказе достаточно четко намечается по широте бассейна оз. Севан.

Нами было отмечено [5], что указанная зональность географического распространения фауны нуммулитов обусловлена климатическими условиями и, в частности, более теплым, тропическим климатом эоценового морского бассейна южной провинции по сравнению с северной зоной.

Эта климатическая зональность еще более отчетливо проявляется в олигоцене, когда в северной провинции нуммулиты почти полностью вымирают или же резко сокращаются в количестве, а в южной зоне они продолжают пышно развиваться в ассоциации с коралловой фауной.

* Нижняя часть этой известняковой свиты относится к нижнему эоцену.

Очень существенным является обнаружение в последние годы в верхах разреза среднего эоцена Еревано-Вединского бассейна и западного Даралагеца горизонта песчано-глинистых отложений, с фауной самого крупного нуммулита — *Num. millicaput Boube* диаметр которого превышает 10 см. Указанный вид сопровождается фауной *Num. striatus Brug.*, *Num. incrassatus d. l. Н.* и микрофауной верхнеэоценового облика (*Globigerinoides conglobatus*, *Hantkenina alabamensis* и др.).

В более точном определении возраста этих отложений мы пока затрудняемся, ввиду недостаточного количества имеющихся данных. Однако, совершенно ясно, что мы имеем дело с самостоятельной стратиграфической единицей, которую следует выделить в качестве яруса или горизонта в верхах среднего эоцена или же в низах верхнего эоцена. Уточнение возраста этого горизонта, разумеется, имеет первостепенное значение для установления границы между средним и верхним эоценом.

О возрасте красноцветной толщи. Эта, фациально своеобразная, континентального происхождения, мощная молассовая формация, состоящая из красных и бурых песчанистых и зачастую гипсоносных глин, полимиктовых песчаников, конгломератов и галечников. При этом, в нижней части разреза преобладают различные пески, песчаники и конгломераты, а в верхней части — гипсоносные глины. Развита эта толща в Приереванском районе, где она слагает северо-западное крыло и юго-западную периклинальную часть Шорагбюрской антиклинальной структуры, а также Адаванскую синклиналь, расположенную к востоку от Шорагбюрской антиклинали.

Буровыми скважинами доказано ее широкое распространение в Араратской котловине, где она ныне скрыта под соленосными отложениями миоцена и озерно-речными образованиями плио-плейстоцена.

Свита эта почти немая; редко встречаются представители *Radiolaria*, деформированные глобигерины (видимо переотложенные) и остатки хароидных растений, далеко безразличные для определения возраста вмещающих пород. Поэтому, наши суждения о возрасте этой толщи основываются на ее стратиграфическом положении и на региональных сопоставлениях.

В Приереванском районе эта красноцветная толща несогласно налегает на фаунистически охарактеризованных отложениях среднего олигоцена и перекрывается гипсоносно-соленосными отложениями, относимыми нами к среднему-верхнему миоцену [4].

На этом основании мы определяем ее возраст в значительной степени условно, как верхний олигоцен — нижний миоцен и сопоставляем с красноцветной (лигнитовой) и пестроцветной свитами Ахалцихского бассейна.

Возраст пестроцветной свиты Ахалциха достаточно точно определяется как верхний олигоцен — нижний миоцен, на основании богатой фауны ископаемых млекопитающих [6]. Совершенно сходное стратигра-

фическое положение занимают красноцветная и пестроцветная (продуктивная) свиты Нахичеванского соленосного бассейна, которые по условиям образования очень напоминают красноцветную толщу Приереванского района. Однако, для определения возраста указанных свит Нахичеванской мульды, имеются более веские данные. Они налагают на Абракунисскую вулканогенную свиту нижнего-среднего олигоцена и покрываются фаунистически охарактеризованными отложениями Тархан-Чокракского возраста. Кроме того, в отдельных горизонтах самой пестроцветной свиты обнаружены остатки микрофауны, нижнемиоценового возраста.

Исследованиями Э. Л. Саруханяна, В. С. Балицкого, М. Д. Оганесяна и по нашим наблюдениям, установлено, что красноцветная и пестроцветная свиты Нахичеванской мульды непрерывно прослеживаются на запад, вдоль борта Араратской котловины, ограничивая последнюю с северо-востока. Самый северо-западный выход красноцветной свиты Нахичеванского типа имеется у ст. Арарат.

С другой стороны доказано, что красноцветная свита Приереванского района прослеживается к юго-востоку и обнаружена буровой скважиной в районе сел. Двин. На участке сел. Двин — ст. Арарат происходит общее погружение тектонических структур, в результате чего сравниваемые красноцветные свиты здесь скрыты под мощными плио-плейстоценовыми и, вероятно, также миоценовыми соленосными отложениями.

Однако, сопоставляемые свиты — красноцветная свита Приереванского района и красноцветная и пестроцветная свиты Нахичеванской мульды — настолько сходны по стратиграфическому положению и по генезису, что можно не сомневаться в том, что они являются синхронными образованиями и смыкаются где-то в районе между сел. Двин и ст. Арарат.

Остается еще не выясненным вопрос, соответствует ли красноцветная свита Приереванского района по времени образования вышеуказанным обоим свитам Нахичеванской мульды, или же одной из них.

Для разрешения этого вопроса еще не имеется фактических данных. Пока условно, нижнюю часть красноцветной свиты Приереванского района мы сопоставляем с красноцветной же свитой Нах. АССР, а верхнюю часть первой — с пестроцветной свитой последней.

О дилижанской свите. В районе гор. Дилижан, несколькими большими изолированными останцами выступает свита пресноводно-озерных отложений, состоящая из известковистых, местами туфогенных песчаников различных фракций, конгломератов, алевролитов, аргиллитов, глинистых, углистых и горючих сланцев, мощностью порядка 600 — 700 м. В составе верхней половины разреза значительную роль играют и различные вулканогенные образования — туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники.

В тектоническом отношении свита эта залегает ингрессивно на породах эоценовой вулканогенной толщи и приурочена к осевой полосе крупного Севано-Ширакского синклинория. Породы Дилижанской свиты интенсивно дислоцированы и составляют ряд изоклинальных и зачастую опрокинутых к югу антиклинальных и синклиналильных складок.

По северо-восточной границе распространения этой свиты проходит довольно крупный разлом, по которому эоценовая вулканогенная толща надвинута на различные горизонты Дилижанской свиты.

Стратиграфическим и фациальным эквивалентом Дилижанской свиты являются Бандеванская и Джаджурская угленосно-сланценовые свиты, обнажающиеся в северо-западной мульдовой части указанного Севано-Ширакского синклинория.

Уточнение возраста Дилижанской свиты имеет не только важное значение для выяснения ряда особенностей истории геологического развития Армении в третичное время. Оно представляет также существенный интерес и для определения верхнего предела возраста многочисленных гранитоидных интрузий Севано-Ширакского синклинория, обломки которых встречаются в базальном конгломерате описываемой свиты. К настоящему времени уже имеется ряд палеонтологических и регионально-геологических данных, которые позволяют более уверенно говорить о возрасте Дилижанской свиты.

В течение ряда лет А. А. Габриеляном, А. Л. Тахтаджяном, в дальнейшем и О. А. Саркисяном систематически была собрана богатая ископаемая флора, среди которой А. Л. Тахтаджяном определены следующие формы: *Pinus palaeostrobis* (Ett.) Heer, *Taxodium dubinum* (Sternb.) Heer, *Gliptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Cinnamomum cinnamomeum* (Rossm) Hollick, *Quercus elaena* Ung.; *Q. chlorophylla* Ung., *Q. drymeja* Ung., *Comptonia diforme* (Sternb.) Berry, *Fraxinus* sp., *Typha*(?) sp., *Betula prisca* Ett. и др.

Общий состав флоры, по заключению А. Л. Тахтаджяна, указывает на олигоцен-миоценовый возраст вмещающих отложений. В сланцеватых листоватых глинах встречаются также остатки ихтиофауны, определенные В. В. Богачевым как *Clupea* sp., *Prolebias armeniacus* n. sp., *Lepidocotus nova* (sp.). По мнению указанного исследователя, ихтиофауна соответствует, по возрасту, среднему или верхнему олигоцену.

В известковистых песчаниках множество пресноводных гастропод, определенных А. А. Габриеляном и Т. Т. Мартинсоном, как *Hydrobia pseudocornea* Brun.; *Melanopsis* sp. ex gr. *callosa* Brun., *Limnaea* sp..

Таким образом, палеонтологические данные свидетельствуют об олигоцен-миоценовом возрасте Дилижанской свиты. На основании регионально-геологических данных можно допустить, что Дилижанская свита древнее плиоцена, а также верхнего и среднего миоцена.

От отложений указанного возраста Дилижанская свита отличается фациально и более сильной дислоцированностью пород.

Плиоцен Малого Кавказа представлен везде слабо дислоцированными озерными диатомитовыми отложениями и фациально с ними связанными различными вулканогенными образованиями.

Средний-верхний миоцен выражен в соленосной формации и развит исключительно в среднеараксинском межгорном прогибе.

Вместе с тем, Дилижанская свита, и особенно нижняя ее половина, фациально (включением различных конкреций, битуминозности и др.) значительно напоминает Майкопскую свиту Кавказско-Черноморской области.

Дилижанская свита литологически делится на две подсвиты: а) нижнюю — песчано-глинистую, майкопского типа и б) верхнюю — угленосную, значительно вулканогенную.

Нижнюю подсвиту мы сопоставляем с песчано-глинистой свитой Приереванского района (Шорагбюрская свита) и Ахалцихской депрессии. Возраст последних устанавливается как нижний—средний олигоцен [3, 4].

Верхняя же подсвита Дилижанского района, по возрасту, вероятно, соответствует красноцветной и пестроцветной свитам Нахичеванского бассейна, а также красноцветной (лигнитовой) и пестроцветной свитам Ахалцихского бассейна. О верхнеолигоценном-нижнемиоценовом возрасте последних говорилось выше.

О возрасте вулканогенной серии. Стратиграфически выше эоценовых осадочных и вулканических образований залегает мощная серия различных вулканогенных пород, которая занимает огромное пространство по всей центральной диагональной части Малого Кавказа, от района Ахалкалакского нагорья на северо-западе и до Зангезура на юго-востоке. Ею сложены такие крупные структурные, одновременно и орографические единицы Малого Кавказа, как массив горы Арагац, Кечутский, Гегамский, Варденисский, Ишхансарский хребты и окружающие их лавовые плато—Ахалкалакское, Лорийское, Октемберянское, Егвартское, Канакерское и др. Этой вулканогенной серией сложены также водораздельные части Даралагезского, Цахкуняцкого и Зангезурского хребтов. Представлена она различными кислыми и основными эффузивами, их туфами, туфобрекчиями и прослаивающими их озерными отложениями. Все эти вулканогенные образования раньше объединялись в единый стратиграфический комплекс и относились к олигоцену [8]. В дальнейшем, более детальными исследованиями было установлено, что эта вулканогенная серия весьма разнородна не только по петрографическому составу, но и по возрасту [3]. Если в восточном Даралагезе она действительно несогласно налегает на породы эоцена и ее олигоценный возраст очень вероятен, то в Приереванском районе отдельные свиты этой же вулканогенной серии несогласно перекрывают фаунистически охарактеризованный сармат [3].

Далее выяснилось, что в том же Приереванском районе некоторые горизонты этой вулканогенной серии переслаиваются с сарматскими отложениями [2], а в Куринской депрессии в сарматских отложениях были обнаружены пропластки вулканических пеплов, снесенных с Малого Кавказа [9].

Таким образом, возникла необходимость ревизировать стратиграфическое положение этой вулканогенной серии и произвести ее возрастное расчленение. В настоящее время уже имеется ряд фактов, позволяющих сделать первую попытку в этом направлении. Один из наиболее полных разрезов описываемой вулканогенной серии, могущих служить основой для достижения указанной цели, имеется в районе сел. Элпин.

Здесь, по нашим исследованиям, четко выделяются три свиты, различающиеся петрографически и залегающие друг на друга несогласно.

а) Нижняя свита представлена андезитами, темносерого и фиолетового цвета, их туфобрекчиями и туфоконгломератами, мощностью порядка 1 км. На участке сс. Элпин-Агавнадзор эта свита несогласно перекрывает песчано-глинистую свиту ниже-среднеолигоценового возраста. Под воздействием последующих гидротермальных процессов породы описываемой свиты местами сильно изменены и приобретают желтоватую и желтовато-бурую окраску.

Следует отметить, что к северо-западу от сел. Элпин и по дороге сел. Элпин—сел. Агавнадзор, в верхах разреза среднего олигоцена появляются песчаники, очень сильно обогащенные туфогенным материалом. Это свидетельствует о том, что вулканическая деятельность здесь начала развиваться еще со среднего олигоцена.

б) Вторая—белесоватая свита, легко выделяется своим светлым цветом и кислым составом пород. Представлена она различными кислыми эффузивами—санидиновыми трахитами с крупными фенокриссталлами санидина, трахидацитами, трахи-липаритами, липаритами, дацитами и их пирокластическими производными, туфами, туфобрекчиями, пемзовыми песками, песчаниками и др. Местами эти кислые породы образуют небольшие интрузивные массивы, субвулканы и силлы, взаимными переходами связанные с их эффузивными аналогами.

Описываемая белесоватая свита несогласно перекрывает различные горизонты более древних пород. Так, в районе сел. Гортун она ложится на палеозой, на участке Элпин-Агавнадзор покрывает первую вулканогенную свиту, а у сел. Биралу налегает на песчано-глинистые отложения нижнего-среднего олигоцена. Мощность белесоватой свиты колеблется в пределах 60—150 м.

Эта белесоватая свита, кроме района сс. Элпин-Агавнадзор, имеет также огромное распространение на участке Воротанского и Биченагского перевалов, на Гегамском, Варденисском и Цахкуняцком хребтах.

На Воротанском перевале, в районе сел. Кочбек, в основании этой белесоватой свиты залегают пемзовые пески, пеплы и мелко-обломочные туфобрекчии, поверх которых развит покров серых полосчатых липаритов. Мощность свиты здесь достигает 200 м.

в) Третья свита элпинского разреза гораздо более слабо дислоцирована, по сравнению с первыми двумя свитами, и с резким угловым и азимутальным несогласием перекрывает породы первой и второй свит. Состоит она из туфобрекчий и туфоконгломератов преимущественно андезитового состава, которые в рельефе выделяются высокими обрывами и при выветривании образуют пирамиды. Эта свита почти всегда встречается совместно с белесоватой свитой и обнажается в тех же районах, где и последняя.

Ей соответствует Вохчабертская толща Приереванского района и значительная верхняя часть Годерзской свиты Аджаро-Триалетской складчатой системы. Разрезы указанных свит почти везде венчаются покровными плагиоклазовыми и биотитовыми андезитами, которые слагают вершины водораздельных хребтов и отдельных высот.

Для определения возраста описанных трех вулканогенных свит мы исходим из следующих положений.

Третья, самая верхняя свита, в Приереванском районе (у сс. Мангюс-Вохчаберт) несогласно перекрывает отложения верхнего сармата с мактровой фауной и покрывается долеритовыми лавами и подстилающими и перекрывающими их озерными отложениями верхнего плиоцена [3]. Кроме того, в районе сел. Гортун, в этой свите нами была собрана богатая ископаемая флора, определенная А. Л. Тахтаджяном как нижнеплиоценовая [3]. Таким образом, нижне-среднеплиоценовый возраст верхней вулканогенной свиты устанавливается достаточно определенно.

Средняя, белесоватая свита залегает стратиграфически ниже указанной верхней свиты и к тому же в Приереванском районе фацциальными взаимопереходами связана с сарматскими отложениями [2]. Сравнительно менее определенным остается вопрос возраста первой, самой нижней вулканогенной свиты.

Стратиграфическое положение ее, таким образом, определяется несогласным залеганием на среднем олигоцене и перекрыванием белесоватой свитой верхнего миоцена. Мы ее относим, пока условно, к верхнему олигоцену—нижнему миоцену, и сопоставляем с красноцветной и пестроцветной свитами Нахичеванской мульды.

Показательно, что красноцветная свита Нахичеванской АССР в значительной степени туфогенная, а в пестроцветной свите клинообразно залегает довольно мощная (200—250 м) вулканогенная толща—К а ш и р д а г с к а я т о л щ а, представленная туфобрекчиями, туфоконгломератами андезитового состава, туфами и др.

Горизонты андезитовых покровов были обнаружены в красноцветной и пестроцветной свитах и в районе сел. Садарак.

Корреляции разрезов третичных отложений Армении

Стратиграфические подразделения	Районы	Перерывы и несогласия	Ереванский бассейн и смежные районы Араратской котловины	Бассейн р. Веди	Западный Даралагез
Плиоцен	Верхний		Советашенские галечники, покровные базальты Егвартского, Канакерского, Кармрашенского плато, покрывающие и подстилающие их озери. отложения, вулкан. толща горы Арагац и Араилер, кислые экструзивы Артени, Атис и др.	Травертины районов ст. Арарат, сс. Веди и Чимянкенд	Покровные галечники (агавнадзорское наклонное плато)
	Средний и нижний (мэотис-понт)		Вохчабертская вулканогенно-обломочная свита, молассовая свита Араратской котловины	Вулканогенно-обломочная свита (Гортунская флора)	Третья вулк.-обломочная подсвита района с. Элпин
Миоцен	Верхний		Разданская свита, Белесоватая свита района Вохчаберт-Гегарт	Белесоватая вулканогенная свита кислого состава	Белесоватая свита (вторая подсвита района с. Элпин)
	Средний		Гипсоносно-соленосная свита	Отсутствует (перерыв)	Отсутствие (перерыв)
	Нижний		Красноцветная молассовая свита	Красноцветная свита и пестроцветная продуктивная свита (район Араздаи, ст. Арарат)	Нижняя вулканогенная подсвита района с.с. Элпин-Агавнадзор
Олигоцен	Верхний				
	Средний и нижний		Шорагбюрская свита (слой с <i>Nummulites vas-cus</i> , <i>N. intermedius</i>)	Шагапская свита	Песчано-глинистая свита района с.с. Элпин-Агавнадзор
Эоцен	Верхний			Песчано-глинистая свита (слои с <i>Num. fabianii</i>)	Песчано-глинистая свита
	средний	Верхняя часть	Туфогенно-терригенный флиш	Песчано-глинистая свита с глауконитовым горизонтом в основании (слои с <i>Num. perforatus</i>)	Песчано-глинистая свита с глаук. гориз. в основании
		Нижняя часть		Известняковая свита (слои с <i>Num. laevigatus</i>)	Известняковая свита
	Нижний			Плотные известняки с мелкими нуммулитами	
Палеоцен			Гарийская свита (флиш)	Подкетузская свита (флиш)	?
Верхи. мел	Датский ярус				

Восточный Даралагез, басс. р. Воротан и Зангезур	Севано-Ширакский синклиниорий и смежные районы	Нахичеванская АССР	Ахалцихский бассейн (Груз. ССР)
Андезито-базальтовые лавы Ераблурского плато, подлавовые галечники, Ишхансарская вулканогенная толща, Сисианская диатомитовая толща, Горисская вулк.-обломочная толща	Покровные долеритовые базальты Лорийского плато, верховья р. Ахуран и прослаивающие их озерные отложения, лавы типа А., свита галечников и толща диатомитовых отложений басс. оз. Севан	Покровные галечники (плато Дуздага и др.)	Лавовые покровы Ахалкалакского и Цалкинского плато и прослаивающие их озерно-речные отложения
Вулканогенно-обломочная свита водораздельных частей Зангезурского и Даралагезского хребтов, Мегринская угленосная свита (Агаракская флора)	Вулканогенно-обломочная свита Ширакского, Кечутского, Гегамского, Варденисского и Цахкуняцкого хребтов, Басаргечарская свита	Биченагская вулканогенная свита	Годерзская свита
Белесоватая свита (липариты, обсидианы, трахиты, их туфы, туфобрекчии, пемзовые пески)	Белесоватая свита Гегамского, Варденисского и Цахкуняцкого хребтов	Соленосная толща, мактровые слои	Нижние горизонты Годерзской свиты
Отсутствует (перерыв)	Отсутствует (перерыв)	Красноцветная свита, гипсоносная свита	Отсутствует (перерыв)
Амультсарская вулканогенная свита и ее эквиваленты бассейнов р. Воротан и Северного Зангезура	Дилижанская, Бандеванская и Джаджурская угленосно-сланцевые свиты	Верхняя туфогенно-осадочная подсвита	Пестроцветная (продуктивная) свита Красноцветная свита
		Нижняя подсвита (Дилижанская флора)	Абракунисская вулканогенная свита
Вулканогенная толща	Верхняя вулканогенная свита? (водораздельные части Ширакского, Базумского, Памбакского и Арегунийского хребтов)	Туфогенно-осадочная свита	Песчано-глинистая свита (Мардачайская фауна)
	Вулканогенно-осадочная (туфогенная) свита	Вулканогенно-осадочная свита	Вулканогенно-осадочная свита
	Известняковая свита (басс. оз. Севан, гора Лалвар, басс. р. Дзкнагет, сел. Фиолетово, Ширакский хребет)		
Вулканогенная толща западной части южного Зангезура	Нижний известняковый горизонт басс. оз. Севан и Арзаканского массива, терригенный флиш Севанского и Ширакского хребтов, вулканогенная толща (порфириты и их пирокласты)	Вулканогенная свита	Боржомский флиш Охребская свита
		Терригенный флиш	

Нижняя вулканогенная свита района сел. Элпин, может быть сопоставлена также с Амуль-сарской (Ксыр-дагской) вулканогенной свитой, развитой в восточном Даралагезе, в районе Воротанского перевала. Породы Амуль-сарской свиты несогласно залегают на отложениях среднего эоцена и несогласно же покрываются белесоватой свитой верхнего миоцена.

Однако, не исключается также предположение, что Амуль-сарская вулканогенная свита, по возрасту, охватывает весь олигоцен, в пользу чего говорит ряд палеогеографических данных.

Вулканогенные же образования верхнеплиоценового возраста представлены покровными долеритовыми базальтами и андезито-базальтами, которые нивилируют рельеф, созданный после среднего плиоцена. К этому комплексу пород относятся эффузивные покровы Ахалкалакского, Лорийского, Кармрашенского, Егвартско-Канакерского и, возможно, Ераблурского вулканических плато. Ими же сложены массив горы Арагац, Мокрые горы, Ишхансарский хребет и склоны Гегамского и Варденисского хребтов. Стратиграфически выше андезито-базальтовых лав, местами (горы Атис, Артени, Спитак-Сар) в виде экструзивных конусов залегают кислые эффузивы, представленные липаритами, липарито-дацитами, обсидианами, пемзово-пепловым материалом и др.

Эти вулканические образования фациально замещаются, покрываются, подстилаются и переслаиваются пресноводно-озерными диатомитовыми отложениями, широко развитыми в бассейнах оз. Севан и реки Воротан, Араратской и Ленинанканской котловинах и прилегающих к ним районах.

К верхнему же плиоцену следует отнести покровные галечники Советашенского, Агавнадзорского, Норадузского и Дуз-дагского (Нахичеванская АССР) наклонных плато. Эти галечные образования, которые, вероятно, флювиогляциального происхождения, в Араратской котловине подстилают озерные отложения с фауной ископаемых мелкопитающих, миндель—миндель-рисского возраста. В бассейнах же нижнего течения р. Акера они фациально замещаются пресноводными отложениями с апшеронской фауной [10].

Такова примерная схема стратиграфического расчленения неогеновой вулканогенной серии Армении. Более детального расчленения мощных мио-плиоценовых вулканогенных образований Малого Кавказа можно достигнуть путем подробного изучения их минералогического и петрографического состава и сопоставления с пепловыми отложениями, встречающимися в отдельных горизонтах фаунистически охарактеризованных морских отложений нижнего и верхнего миоцена, нижнего, среднего и верхнего плиоцена Куринской депрессии.

Суммирование вышеизложенного представлено в виде прилагаемой корреляционной таблицы (приложение).

Ա. 2. ԳԱՐՐԻԵԼՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԵՎ ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՆՐԱՆ ԿԻՑ ՄԱՍՆՐԻ ԵՐՐՈՐԴԱԿԱՆ
ՆՍՑՎԱԾՔՆԵՐԻ ԿՏՐՎԱԾՔՆԵՐԻ ՀԱՄԱԴՐՈՒՄԸ (ԿՈՐԵԼՅԱՑԻԱՆ)

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայաստանի երրորդական նստվածքների կտրվածքներում անշատովում են մի քանի շերտախմբեր և հորիզոններ, որոնք տարբեր կտրվածքները համեմատելիս և ապարների հասակի ճշտման համար որոշիչ նշանակություն ունեն։ Որոշիչ շերտախմբերից և հորիզոններից շատերը նկարագրված են հեղինակի նախորդ աշխատություններում [3, 4]։ Սույն հոդվածում վերլուծվում են միայն այն շերտախմբերի հասակի և ստրատիգրաֆիայի հարցերը, որոնք գրականության մեջ թույլ են արծարծված, և որոնց վերաբերյալ կան նոր տվյալներ։

1) Պալեոցեն—ստորին էոցենի հարցը.— Հեղինակը իր նախորդ աշխատություններում պալեոցեն—ստորին էոցեն հասակին վերագրում էր Ազատ և Վեդի գետերի ավազաններում մերկացվող ֆլիշային տերրիգեն նստվածքները։ Սակայն հետագայում փորձեր եղան ժխտելու պալեոցենի և ստորին էոցենի հասակի ապարների առկայությունը Հայաստանում, և վերը նշված նստվածքները վերագրվեցին միջին էոցենին։

Վերջին տարիների ընթացքում, այդ ապարներից հավաքված և ուսումնասիրված է հարուստ միկրոֆաունա, որը հաստատում է մեր տեսակետը այդ ապարների պալեոցեն—ստորին էոցենյան հասակի մասին։ Այդ նույն հասակին են վերագրվում նաև հարավային Զանգեզուրի հզոր հրաբխածին հաստվածքը, Սևան-Շիրակի սինկլինորիումի ֆլիշանման նստվածքները, հրաբխածին հաստվածքը Սպիտակի շրջանում և հավանաբար՝ Սևանի լեռնաշղթայի ստորին կրաքարային հորիզոնը։

2) Միջին էոցենի ստորաբաժանման ու նրա սահմանների մասին.— Միջին էոցենի ստորին սահմանը նշվում է պալեոնտոլոգիական, լիթոլոգիական և տեկտոնական տվյալներով։ Այն արտահայտվում է նույնպես արևադարձային կլիմայական պայմանների հաստատումով, որը դրսևորվում է նումուլիտների, կորալների, ծովային ողնիքների ու հաստ խեցիավոր թերթախոռկավորների և փորոտանիների փարթամ զարգացումով։ Ամբողջ Փոքր Կովկասում միջին էոցենի նստվածքները սրանսգրեսիվ ու աններդաշնակ են ծածկում ավելի հին հասակի ապարներին. պալեոնտոլոգիապես շատ լավ հիմնավորվում է միջին էոցենի մասնատումը երկու հորիզոնների։ Ստորին հորիզոնը բնութագրվում է *Nummulites laevigatus*-ով, իսկ վերինը՝ *Num. perforatus*-ով։ Միջին և վերին էոցենի սահմանում անշատովում է մի հորիզոն, որում գտնվում է ամենախոշոր նումուլիտը՝ *Num. millecaput*. առայժմ դեռ վճռված չի այն հարցը, թե էոցենի որ էպոխային պիտի վերագրել նշված հորիզոնը, միջինին, թե վերինին։ Այդ հարցի վերջնական լուծման համար, որն ունի համակերպական նշանակություն, անհրաժեշտ են լրացուցիչ տվյալներ։

3) Կարմրավուն մոլասային շերտախմբի հասակի մասին.— Այս շերտախումբը ցամաքային ծագում ունի և մերկանում է Երևանի շրջակայքում։ Հո-

րանցքների միջոցով, այդ նստվածքները հայտնաբերված են Արարատյան գոգավորության տարրեր մասերում: Այդ շերտախումբը մենք պայմանական կերպով վերագրում եինք վերին օլիգոցենին և ստորին միոցենին, հիմք ընդունելով նրա ստրատիգրաֆիական դիրքը: Նա աններդաշնակ ծածկում է ֆաունայով բնութագրվող ստորին-միջին օլիգոցենին և ծածկվում է միջին-վերին միոցենյան հասակի աղաբեր շերտախմբով:

Վերջին տարիներում կատարված նոր հետազոտությունները ցույց են տալիս, որ այդ մոլասային շերտախումբը ձգվում է դեպի արևելք և եզրապատելով Միջին Արաքսի միջլեռնային ճկվածքը, միանում է մի համարժեք շերտախմբի հետ, որի վերին օլիգոցեն-ստորին միոցենյան հասակը հիմնավորվում է նաև պալեոնտոլոգիական տվյալներով:

Կոնտինենտալ ծագումի այդ կարմրավուն շերտախումբը, ստրատիգրաֆիական ու պալեոնտոլոգիական տեսակետից համարժեք է նաև Ախալցխայի ավազանի խալտարդետ շերտախմբին, որում, ինչպես հայտնի է, գտնված է վերին օլիգոցեն—ստորին միոցենյան հասակի կաթնասունային բրածո ֆաունա (Բենարայի ֆաունա):

4) Դիլիջանի շերտախմբի մասին.— Այս շերտախումբը տարածված է Սևան-Շիրակի սինկլինորիումի կենտրոնական մասերում (Դիլիջանի շրջակայքում և Ղուկասյանի շրջանում) և կազմված է մալկոպյան տիպի կավաավազաքարային ապարներից, որոնց վերին հորիզոններում հանդիպում են այրվող թերթաքարերի ու լիգնիտների ենթաշերտեր: Վերջին տարիների ընթացքում, Դիլիջանի շերտախմբի տարրեր հորիզոններից հավաքված է հարուստ բրածո ֆլորա, որը մշակել է Ա. Լ. Թախթաջյանը: Ֆլորայի, ինչպես նաև, նախկինում Վ. Վ. Բոգաչևի կողմից որոշված բրածո իխտիոֆաունայի տվյալները, թույլ են տալիս այդ շերտախմբի հասակը որոշել որպես օլիգոցեն—ստորին միոցեն: Այդ մասին են վկայում նաև ռեգիոնալ-երկրաբանական հետազոտությունները:

Դիլիջանի շերտախումբը բաժանվում է երկու ենթաշերտախմբերի՝ ա) ստորին, կամ ավազա-կավային, և բ) վերին կամ լիգնիտային: Ստորին ենթաշերտախումբը ըստ հասակի կարելի է համադրել Շորադրյուրի շերտախմբի հետ՝ իսկ վերինը՝ Արարատյան դաշտավայրի, Նախիջևանի ավազանի և Ախալցխայի գոգավորության կարմրավուն և խալտարդետ շերտախմբի հետ:

5) Հրաբխածին սերիայի հասակի մասին.— Այս սերիան գրավում է Փոքր Կովկասի համարյա ամբողջ կենտրոնական մասը և բնորոշվում է իր պետրոգրաֆիական կազմի խիստ բազմազանությամբ: Առաջներում տարրեր կազմ ու հասակ ունեցող այդ հրաբխածին սերիային վերագրում էին օլիգոցենին: Սակայն, վերջին տարիներին կատարված հետազոտությունները ցույց տվեցին, որ նշված հրաբխածին սերիան համասեռ չի, ոչ միայն պետրոգրաֆիական կազմի տեսակետից այլև ըստ հասակի:

Այժմ եղած փաստական տվյալները արդեն հնարավորություն են տալիս այդ հզոր հրաբխածին սերիան ստրատիգրաֆիական ստորաբաժանման ենթարկելու: Նրանում կարելի է տարրերել առնվազն երեք շերտախմբեր, որոնք միմյանցից որոշակիորեն տարրերվում են ոչ միայն ըստ իրենց հասակի, այլև ըստ կազմի:

ա) Ստորին շերտախումբ, կազմված է անդեզիտներից ու նրանց հրաբեկորներից (պիրոկլաստներից) և վերագրվում է օլիգոցենին ու ստորին միոցենին:

բ) Սպիտակավուն շերտախումբ՝ աններդաշնակ է տեղադրված ստորին շերտախմբի վրա և կազմված թթվային կազմ ունեցող էֆֆուզիվներից (լիպարիտներ, դացիտներ, օբսիդյաններ, նրանց հրաբեկորները, և այլն):

Այս շերտախմբի հասակը որոշվում է որպես վերին միոցեն:

գ) Վերին շերտախումբը, որը իր հերթին աններդաշնակ է ծածկում նախորդներին, կազմված է, գլխավորապես անդեզիտային կազմ ունեցող գանազան հրաբեկորներից և վերագրվում է ստորին-միջին պլիոցենին:

Սույն հոդվածում հեղինակը Հայաստանի երրորդական դարաշրջանի կտրվածքները համադրում է Նախիջևանի ավազանի և Ախալցխայի գոգավորության նույն հասակի ապարների կտրվածքների հետ: Այդ համադրումը ներկայացված է սույն հոդվածին կցվող աղյուսակի ձևով:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Азизбеков Ш. А. и Абдулаев В. П. Эоценовые отложения юго-западной части Конгур-Алангезского хребта. Изв АН Азерб. ССР, № 11, 1947.
2. Асланян А. Т. Новые данные о верхнем эоценовом возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. Изв. АН. Арм. ССР, т. VIII, № 6, 1955.
3. Габриелян А. А. О возрасте и стратиграфии важнейших третичных толщ Армении. Сборн. научн. трудов Ереванского госуниверситета, т. 37, 1952.
4. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армении. Тр. конф. по вопр. регион. геол. Закавказья. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
5. Габриелян А. А. Новые данные по стратиграфии палеогена Северо-восточного побережья оз. Севан. ДАН Арм. ССР, т. XXV, № 1, 1957.
6. Габуния Л. К. Об остатках млекопитающих из третичных отложений Ахалцихского лигнитоносного района. Сооб. АН Груз. ССР, № 3, 1951.
7. Мкртчян С. С. Новые данные по геологическому строению южной части Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1948.
8. Паффенгольц К. Н. К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. Зап. Всес. мин. общ., т. XVII, № 2, 1938.
9. Саркисян С. Г. и Шаповалова Г. А. Петрография майкопских и сарматских отложений Восточной Грузии и палеогеография времени их образования. Изд. АН СССР, 1952.
10. Хаин В. Е., Тихомиров В. В. и Горшенин Т. А. Верхний плиоцен восточной периферии Малого Кавказа. ДАН СССР, т. XXII, № 4, 1950.

СТРАТИГРАФИЯ

О. А. САРКИСЯН

О ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОМ РАСЧЛЕНЕНИИ УГЛЕНОСНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ДИЛИЖАНСКОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР

Дилижанское месторождение горючих ископаемых (углей, углистых и битуминозных сланцев) находится в Иджеванском районе Арм. ССР, в окрестностях гор. Дилижан.

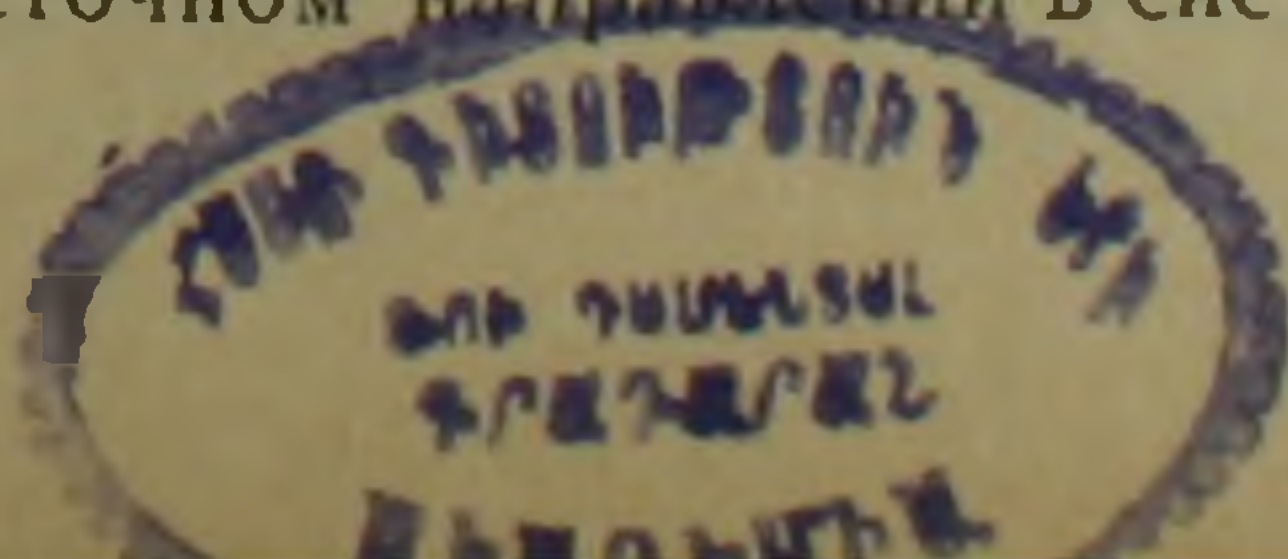
Несмотря на значительный интерес к проявлениям угленосности и сланценосности, они до последнего времени не подвергались сколько-нибудь обстоятельному литологическому изучению. В течение 1955—56 г. автору данного сообщения пришлось проводить геологические исследования в Дилижанском районе и уделить при этом значительное внимание угленосно-сланценосной свите. Камеральная обработка собранного материала позволила выявить ряд новых данных и в известной мере раскрыть основные особенности вещественного состава и стратиграфии.

Объектами изучения были выбраны участки, расположенные северо-восточнее гор. Дилижан, на левом берегу реки Акстев и в небольшом ущелье между сс. Папанино и Шамахян. На этих участках угленосно-сланценосная свита сравнительно хорошо обнажена и именно здесь удалось произвести наиболее полные послойные описания разрезов этой свиты.

Общая мощность исследованного нами разреза около 700 м. Среди вмещающих пород можно выделить 8—10 пластов углистых аргиллитов с рабочей мощностью от 1 до 5 м; 2—3 пласта угля небольшой мощности и 5—7 мощных пластов горючих сланцев.

Угленосно-сланценосные отложения района гор. Дилижан являются наиболее молодыми отложениями палеогена данного района и выделены нами как дилижанская угленосно-сланценосная свита. Возраст дилижанской свиты до сих пор точно не установлен. Имеющийся к настоящему времени материал позволяет нам отнести ее к олигоцен-нижнему миоцену.

Отложения дилижанской свиты сильно дислоцированы и сложены в синклинальную складку с очень крутым падением обеих ее крыльев. Эта синклинальная складка осложнена мелкой вторичной складчатостью, переходящей в восточном направлении в систему мелких изоклинальных складок.



Методика литологического изучения заключалась в следующем. В поле производилось детальное описание керна буровых скважин и пород естественных обнажений с определением главнейших литологических особенностей пород. К числу последних мы относили: вещественный и гранулометрический состав, цвет, слоистость, характер контактов слоев, наличие конкреции, их состав и морфологию, включения. Отмечались также все случаи находок фауны и флоры, их сохранность и расположение во вмещающей породе. В поле же проводилось предварительное выделение генетических типов пород и фаций.

В период камеральной обработки путем петрографических и минералогических исследований, эти выводы были проверены и уточнены; было также проведено сопоставление разрезов по отдельным участкам и прослежено изменение фаций на площади месторождения.

Петростратиграфическое расчленение свиты

Отложения дилижанской свиты представлены конгломератами, песчанками различной структуры, алевролитами, аргиллитами, глинами, глинистыми, горючими и углистыми сланцами.

В песчано-глинистых породах часто наблюдаются конкреции пластообразной, сферической и неправильной формы, преимущественно карбонатного состава. В углистых отложениях встречаются сферические, линзовидные и неправильные конкреции пирита (марказита) небольших размеров.

Вся свита отличается бедностью как макрофауны, так и микрофауны. В известковистых песчаниках встречаются представители пресноводных гастропод. В глинистых сланцах свиты, главным образом, в ее низах встречаются остатки ихтиофауны.

Обильные растительные остатки (в основном обрывки листьев) хорошей сохранности встречаются в разных горизонтах свиты. Песчаники свиты содержат обильные остатки флоры, обычно в виде обугленных обрывков листьев, стеблей и веточек.

В результате детального фациального анализа нам удалось разбить дилижанскую угленосно-сланценовую свиту на 6 подсвит, хотя и связанных между собой постепенными переходами, но вместе с тем обладающих рядом отличительных признаков (фиг. 5).

Ниже приводится краткое описание литологических и фациальных особенностей вышеуказанных подсвит (снизу вверх).

1. Подсвита „а“ (пестроцветная подсвита, мощность 50—60 м). Отложения этой подсвиты представлены песчаниками и глинами с подчиненными прослоями мелкогалечных конгломератов. В глинах этой подсвиты встречаются растительные остатки хорошей сохранности. Среди указанной флоры, по данным А. А. Габриеляна, А. Л. Тахтаджяном определены: *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Pinus palaeostrobis* (Ett.) Heer, *Cinnamomum Scheuchzeri* Heer, *Cinnamomum lanceolatum* Ung., *Myrsine doryphora* Ung., *Quercus drymeja* Ung., *Quer-*

cus elaena Ung., *Typha latissima* A. Br., *Phragmites oeningensis* A. Br., *Andromeda murica* sp., *Dryadōra brongniartii* Ett.

Породы пестроцветной подсвиты характеризуются непрочной цементацией, сравнительно высокой окатанностью обломочных частиц, серыми, желтовато-серыми и бурыми тонами окраски.

Карбонатность пород колеблется от 0,0 до 3%, в редких случаях в верхах подсвиты она возрастает до 11%.

Глины пестроцветной подсвиты серые и шоколадно-бурые, песчанистые, слабо известковистые, слоистые, комковатые — типичного майкопского габитуса.

Микроскопически глины представляют весьма неоднородную буроватую массу, состоящую из агрегатов различных глинистых и других минералов. В резко подчиненном количестве в этой глинистой массе находятся чешуйки биотита и других слюд, зерна циркона, пироксена и рудные минералы.

Большинство слюдистых минералов представлено тонкими, бурыми, зеленовато-бурыми и красновато-бурыми пластинками биотита. Циркон встречается в виде бесцветных удлинённых призм и неправильных по форме обломков.

Из органических остатков в глинах встречается большое количество обуглившегося растительного детритуса и остатки листьев хорошей сохранности.

Песчаники пестроцветной подсвиты серые, желтовато-серые, часто с ржаво-бурыми налетами гидроокислов железа, мелко- и среднезернистые, участками переходящие в грубозернистые разности и в мелкогалечный конгломерат. Цемент песчаников глинистый и карбонато-глинистый. Степень цементации песчаников различная, большая часть их слабо сцементирована (чем они существенно отличаются от песчаников подсвиты углистых сланцев). Реже наблюдается плотно сцементированные разности.

Микроскопические исследования показали, что по составу терригенного материала и по количественному соотношению основных компонентов песчаники являются полимиктовыми. Характерно, что зерна минералов явно преобладают над обломками пород. Форма обломков неодинакова; в более мелкой фракции преобладают угловатые и остроугловатые зерна, в крупной фракции присутствуют угловато-окатанные и хорошо окатанные обломки.

Макрофауна в отложениях данной подсвиты не встречается, пласты горючих сланцев здесь отсутствуют.

На основании вышеуказанных и некоторых других данных мы считаем, что эта часть разреза представляет единый литологический комплекс (фиг. 5).

В основании подсвиты залегает слой базального конгломерата мощностью до 10 м. Конгломерат мелко- и среднегалечный, слабо сцементированный с песчано-глинистым цементом. Гальки плох отсортированы, угловатые и угловатоокатанные. Они состоят преимущест-

венно из различных эффузивных пород (порфиритов и др.) пирокластических образований (туфобрекчии, туфоалевролиты) и силицитов, повидимому, эоценового возраста. Закономерности в распределении галек в породе не наблюдается. Окраска серая и желтовато-серая с налетом бурой гидроокиси железа.

2. Подсвита „б“ (подсвита битуминозных сланцев), мощностью 200—220 м. Включает 6 мощных пластов горючих сланцев. Основным отличием этой части разреза является присутствие пластов горючих сланцев, широкое развитие глинистых сланцев, присутствие ихтиофауны и растительных остатков хорошей сохранности.

Среди ихтиофауны, по данным А. П. Демехина, В. В. Богачевым определены: *Clupea sp.*, *Prolebias armeniacus (sp.)* (Новый вид) *Lepidocatus nova (sp.)*.

По гранулометрическому составу большинство пород подсвиты битуминозных сланцев относится к глинам и песчаникам (табл. 1). Карбонатность пород колеблется от 0,0 до 14%.

Таблица 1

Гранулометрический состав пород дилижанской свиты по разрезу в балке Бркина

Подсвиты	№ № обр.	Карбо- натность (%)	Размер фракций (мм) и содержание (%)				
			>0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01
Пестроцветная	111	0,00	27,26	10,66	16,02	13,40	32,66
	112	2,72	—	1,86	5,30	14,26	75,86
	113	0,00	0,37	0,70	0,95	53,13	44,85
	116	2,56	—	22,16	12,64	31,94	30,70
	118	11,04	0,40	1,54	3,22	22,13	61,67
Битуминозные сланцы	120	0,00	4,60	3,20	2,90	7,60	81,70
	121	4,8	—	2,44	5,74	16,24	70,78
	126	0,48	16,32	10,26	9,26	11,74	51,94
	128	14,08	19,26	12,90	10,04	11,42	32,30
	135	4,48	5,74	18,00	16,02	24,60	31,16
	140	6,56	3,00	2,74	13,20	34,34	40,16
	141	27,35	0,58	5,54	19,12	26,20	21,21
	142	0,80	0,30	0,58	0,54	9,42	88,36
Переходная	146	11,05	12,30	12,82	20,86	39,14	3,83
	148	0,00	53,78	7,70	3,74	7,76	27,02

Глины этой подсвиты в основном серые и буровато-серые, некарбонатные, алевроитистые, с большим количеством бурого органического вещества на плоскостях наложения. Они тонкослоистые, листоватые при выветривании. В глинах присутствуют мелкие мергельные округлой и неправильной формы конкреции. Эти конкреции отличаются отчетливым концентрическим строением. При изучении вещественного состава этих конкреций под микроскопом видно, что ос-

новая масса породы представлена глинистым и карбонатным материалом с незначительной примесью алевролита.

В нижнем комплексе подсвиты развиты шоколадно-бурые, некарбонатные разности глин с гипсом, тонкослоистые, типично майкопского габитуса.

Состав тяжелых минералов в основном тот же, что и в нижележащей пестроцветной подсвите.

3. Подсвита „с“ (переходная подсвита), расположенная выше подсвиты битуминозных сланцев; сверху она ограничивается мощными слоями конгломератов; мощность подсвиты 50—60 м.

Эта подсвита состоит преимущественно из песчаников и песчанистых глин, кроме чего здесь появляются мелкие пропластки гравелита. Остатки флоры отсутствуют; нет также и горизонтов горючих и углистых сланцев. В известковистых песчаниках встречаются представители пресноводных гастропод: *Melanopsis Sp. ex gr. callosa A. Braun*, *Limnaea sp.*, *Hydrobia pseudocornea Brus.*

4. Подсвита „d“ (подсвита акстевских конгломератов), характеризуется широким развитием мелко- и среднегалечных конгломератов, участками переходящих в крупногалечные разности, и песчаников различной структуры, при очевидном преобладании конгломератов. Подчиненную роль здесь играют алевролиты. Окатанность галек и зерен обломочных минералов слабая, отсортированность плохая. Макрофауна отсутствует. Отложения подсвиты содержат маломощные пропластки углистых сланцев. Мощность подсвиты достигает 200—250 м.

5. Подсвита „e“ (подсвита углистых сланцев 80—90 м). Содержит 10—12 пластов углистых аргиллитов и 2—3 маломощных пласта угля. Подсвита отличается преимущественным развитием углистых аргиллитов, аргиллитов и песчаников (табл. 2) с обугленными остатками листьев и стеблей; фауна отсутствует. В углистых породах подсвиты встречаются небольшой величины сферические или же неправильные по форме конкреции пирита.

Песчаники имеют полимиктовый состав; в редких случаях в обломочном материале преобладают обломки пород (эффузивные и эффузивно-осадочные образования, силициты и вулканическое стекло). Характерным является уменьшение содержания кварца, заметное увеличение количества зерен полевых шпатов. Зерна обломочных минералов остроугловатые и угловатые. Отсортированность пород низкая. Кроме указанных компонентов, в шлифах обнаружены пластинки слюд, зерна циркона, рудных минералов и редко—пироксена.

Среди полевых шпатов преобладают довольно свежие обломки, пелитизированные и серицитизированные зерна встречаются редко. Слюды представлены в основном биотитом, реже мусковитом.

Карбонатность пород указанной подсвиты колеблется от 0,0 до

5,00‰, в редких случаях в верхах подсвиты она возрастает до 10‰ (табл. 2).

Таблица 2

Гранулометрический состав пород Дилижанской свиты по разрезу района реки Штогана-джур

Подсвиты	№№ обр.	Карбонат- ность (‰)	Размер фракций (мм) и содержание (‰)				
			< 0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	< 0,01
Углистые сланцы	2	8,96	—	0,90	6,56	25,92	57,66
	3	10,72	—	0,30	2,82	27,02	59,14
	9	—	—	0,8	4,52	16,52	78,16
	11	1,92	13,80	22,20	18,04	24,28	19,76
	13	0,00	69,58	6,74	2,78	3,86	17,04
	14	0,48	—	1,24	4,28	23,22	70,78
	15	0,00	—	1,38	8,40	29,66	60,56
	17	0,00	—	4,06	12,38	26,82	56,74
	19	5,28	58,50	5,44	2,42	6,50	21,86
	20	0,00	—	5,10	12,34	27,00	55,56
	22	0,96	3,38	16,34	18,90	29,44	30,98
	23	2,40	38,32	9,70	5,10	11,14	33,34
	28	0,96	—	0,48	8,94	33,60	56,02
	29	0,00	—	—	0,46	17,16	82,34
	32	0,00	0,58	0,68	5,20	29,12	64,02
	35	3,52	7,40	20,15	16,42	19,53	32,98
	36	0,48	29,47	13,12	11,18	13,23	32,52
Акстевские конгломераты	46	9,76	57,88	8,10	4,00	5,74	14,52

6. Подсвита „f“ — 30—40 м. Отложения этой подсвиты представлены песчаниками и глинами, фауна отсутствует. Породы отличаются сравнительно хорошей отсортированностью и пестрой окраской.

Более детальное расчленение дилижанской свиты затрудняется в силу отсутствия четких маркирующих горизонтов.

В кластических породах рассматриваемой свиты в отдельном пласте намечается изменение структуры от грубой, в нижней части пласта, до тонкой — в верхней части. В каждом пласте грубозернистый материал образует базальную часть и постепенно кверху переходит во все более и более тонкозернистый материал. Указанное изменение структуры часто использовалось нами при определении почвы и кровли пластов.

Трудность биостратиграфического расчленения и цикличность строения толщи

При изучении угленосных отложений Дилижанского района особое внимание было уделено их детальному расчленению и выяснению закономерностей осадко- и угленакопления. Эти исследования выявили определенную закономерность в повторяемости и в чередовании различных типов пород дилижанской свиты, т. е. в разрезе указанной

свиты отмечается ясная ритмичность в чередовании литологических разновидностей пород.

Судя по опубликованным литературным данным [7, 8, 2, 3, 12, 13 и многие другие], цикличность в строении угленосных отложений можно считать в настоящее время доказанной как для многих отечественных, так и для зарубежных угольных бассейнов и месторождений. Как отмечено [7] метод циклического анализа угленосных толщ пользуется в настоящее время весьма широким признанием и приобрел значение одного из ведущих методов изучения угленосных отложений.

История развития представлений о циклическом осадконакоплении неоднократно описывалась многими исследователями, поэтому в данной работе нет необходимости повторять их; однако отметим, что существуют две основные точки зрения на цикл осадконакопления [1]; одни геологи выделяют циклы по чередованию и смене структурных признаков пород (гранулометрические циклы), другие—по смене фациальных особенностей пород (фациальные циклы).

По нашему мнению, при выделении циклов крупного масштаба необходимо базироваться в основном на фациальных особенностях отложений, т. е. в одном таком цикле объединяются однотипные фации, которые генетически тесно связаны друг с другом. При выделении мелких циклов (микроритмы), наряду с фациальными особенностями, значительную роль играет смена и чередование структурных признаков пород.

Мы полностью поддерживаем мнение Л. Н. Ботвинкиной [2], согласно которому фациальные циклы являются более выдержанными и только они могут иметь значение как стратиграфический элемент разреза, в связи с этим при выделении циклов в дилижанской свите основным критерием была выбрана генетическая связь и смена фаций в разрезе.

Итак, под понятием цикла в настоящей работе понимается смена и чередование парагенетических ассоциаций фаций в вертикальном разрезе.

Как было отмечено выше, дилижанская свита отличается бедностью как макрофауны, так и микрофауны, что намного затрудняет дробное биостратиграфическое расчленение изученных отложений. Мы убедились, что применительно к изученным нами образованиям ритмостратиграфические критерии позволяют достаточно дробно их расчленять и коррелировать. Границы ритмосвит являются надежными изохронными, в возрастном отношении, уровнями и в этом смысле их значение едва ли следует оценивать ниже биостратиграфических реперов.

Угленосные отложения дилижанского месторождения нами объединены в дилижанскую ритмотолщу, которая из себя представляет один полный цикл седиментации; начинается он озерными отложениями, сменяющимися речными образованиями, и завершается отло-

жениями болот и застойных водоемов. Таким образом, по завершении цикла восстанавливаются условия, более или менее сходные с условиями, существовавшими вначале. Исходя из этих данных дилижанскую ритмотолщу можно отнести к однородным циклам (по классификации А. П. Феофиловой [12]), так как фации начала и конца цикла примерно соответствуют одинаковым фаціальным обстановкам. Осадки дилижанской ритмотолщи формировались исключительно в континентальных условиях. Такие циклы А. Н. Ботвинкина [4] называет континентальными.

Дилижанская ритмотолща нами подразделена на 2 ритмосвиты, состоящие в свою очередь из 4 ритмоподсвит и 43 микроритмов (фиг. 5).

В дилижанской ритмотолще выделяются нами 2 ритмосвиты: ритмосфита „а“, представленная озерно-речными отложениями (мощность 300—320 м) и ритмосвита „б“, состоящая в основном из речных и болотных отложений. Мощность ритмосвиты „б“ достигает 350—400 м. Ритмосвита „б“ из себя представляет ингрессивную часть цикла (по терминологии Феофиловой [12] трансгрессивную часть), так как наблюдается постепенное изменение фации от озерных к речным. Ритмосвита „а“ является регрессивной частью цикла, здесь мы имеем постепенное изменение фаций в обратном направлении. Эти ритмоподсвиты существенно отличаются по условиям своего образования, однако между ними выделяется пачка пород (переходная подсвита), обладающая свойствами, сближающими ее как с ритмосвитой „а“, так и с ритмосвитой „б“. В связи с этим контакт между ритмосвитами „а“ и „б“ не резкий.

Вышеуказанные ритмосвиты состоят из определенных парагенетических ассоциаций фаций, которые расположены в последовательности, отвечающей постепенному изменению условий от озерных к речным и болотным. Исходя из анализа этих парагенетических ассоциаций фаций, среды указанных ритмосвит нами выделены 4 ритмоподсвиты и 43 микроритмы. Все ритмоподсвиты, связаны между собой постепенными переходами и имеют сложное строение; каждая из них состоит из нескольких микроритмов.

Здесь же отметим, что ритмостатиграфическое расчленение дилижанской свиты, наряду с чертами сходства, сближающими различные части этой свиты, в то же время имеет свои отличительные, индивидуальные особенности.

С точки зрения повторяемости благоприятных условий накопления исходного материала углей, углистых и горючих сланцев, большое значение имеет расшифровка строения и состава ритмоподсвит, поэтому дадим их более подробное описание (снизу) вверх).

Ритмоподсвита пестроцветных песчаников, глин и конгломератов. Мощность 50—60 м. Эта ритмоподсвита характеризуется тем, что она в значительной мере сложена озерными песчано-глинистыми образованиями, имеющими пестрые тона, и заметной

обогащенностью глин остатками листьев и стеблей хорошей сохранности.

Парагенетическая ассоциация фаций этой ритмоподсвиты представлена озерными песчаниками, глинами и конгломератами, причем присутствие последнего члена ассоциации не является обязательным.

Рассматриваемая ритмоподсвита соответствует свите „а“ (пестроцветная подсвита) (фиг. 5).

Ритмоподсвита битуминозных сланцев. Сложена в основном озерными отложениями. Породы этой ритмоподсвиты тонкозернистые с хорошо выраженной горизонтальной слоистостью. С этой ритмоподсвитой связаны пласты битуминозных сланцев.

В парагенетической ассоциации фаций этой подсвиты входят озерные глины, глинистые и горючие сланцы, реже озерные песчаники. Указанная парагенетическая ассоциация фации отличается от предыдущей присутствием озерных битуминозных сланцев, которые являются основным членом ассоциации фации ритмоподсвиты битуминозных сланцев. Ритмоподсвита соответствует подсвите „б“ (подсвита битуминозных сланцев). Мощность ритмоподсвиты достигает 200 м.

Вышеуказанные 2 ритмоподсвиты как отдельные циклы вполне соответствуют циклам бассейного типа (по классификации Л. Н. Ботвинкиной [2], так как в период формирования этих циклов местность находилась в бассейновых условиях, преимущественно ниже уровня воды.

Ритмоподсвита акстевских конгломератов. Эта ритмоподсвита представлена грубообломочными и песчаными русловыми образованиями. В ее основании располагаются песчаники различной структуры и гравийные конгломераты. Выше по разрезу обломочный материал становится более грубым (среднегалечные конгломераты), в верхней части ритмоподсвиты вновь получают развитие песчаники и гравийные конгломераты с подчиненными прослоями алевролитов. Мощность ритмоподсвиты достигает 200—250 м. Парагенетическая ассоциация фаций указанной подсвиты представлена русловыми конгломератами, песчаниками; нередко в этой ассоциации принимают участие русловые алевролиты и в исключительных случаях — углистые аргиллиты речного генезиса, причем последние две фации не являются постоянными членами ассоциации. Такие циклы, которые начинаясь речными отложениями, затем сменяются на болотные, Л. Н. Ботвинкина [2], называет аллювиальными.

Вышеуказанная ритмоподсвита соответствует подсвите „с“ (переходной подсвите) и подсвите „d“ (подсвите акстевских конгломератов) (фиг. 5).

Ритмоподсвита углистых сланцев. Мощность 80—100 м. Ритмоподсвита сложена фациями болот и застойных водоемов, представленными преимущественно песчаниками, алевролитами и глинами с обугленными остатками флоры в песчаниках. С этой ритмоподсвитой связаны пласты угля и углистых сланцев.

Ритмоподсвета соответствует свите „e“ (свите углистых сланцев) и свите „f“.

Постоянными членами парагенетической ассоциации фаций этой ритмоподсветы являются глины и песчаники застойных водоемов и углистые аргиллиты перехода от застойного водоема к торфяному болоту. Непостоянные члены представлены алевролитами застойных водоемов и углями торфяных болот. Эта ассоциация отличается наибольшим разнообразием слагающих фаций. Вышеуказанную ритмоподсвету можно отнести к циклам аллювиально-болотного типа (по классификации Л. Н. Ботвинкиной [2]).

Общим для всех выделенных ритмоподсвет является то, что во всех ритмоподсветах наблюдается изменение фациального состава отложений от озерных условий к речным и болотным, что отражает изменение палеогеографических условий осадконакопления. Таким образом, ритмоподсветы являются неполными циклами и представляют собой смену и чередование парагенетических ассоциаций фаций.

Как было отмечено выше, каждая из указанных ритмоподсвет включает несколько микроритмов. На основе анализа особенностей литологии пород в дилижанской ритмотолще можно выделить 43 микроритма, причем микроритмы отдельных подсвет, наряду с некоторым сходством, имеют свои индивидуальные особенности.

Все микроритмы рассмотренных ритмоподсвет начинаются крупнозернистыми осадками, кверху размеры зерен постепенно уменьшаются и грубые осадки замещаются все более и более тонкозернистыми.

Таким образом можно установить, что в отдельном микроритме структура пород постепенно изменяется от грубой в нижней части до тонкой в верхней части микроритма. В связи с этим контакт микроритмами всегда резкий.

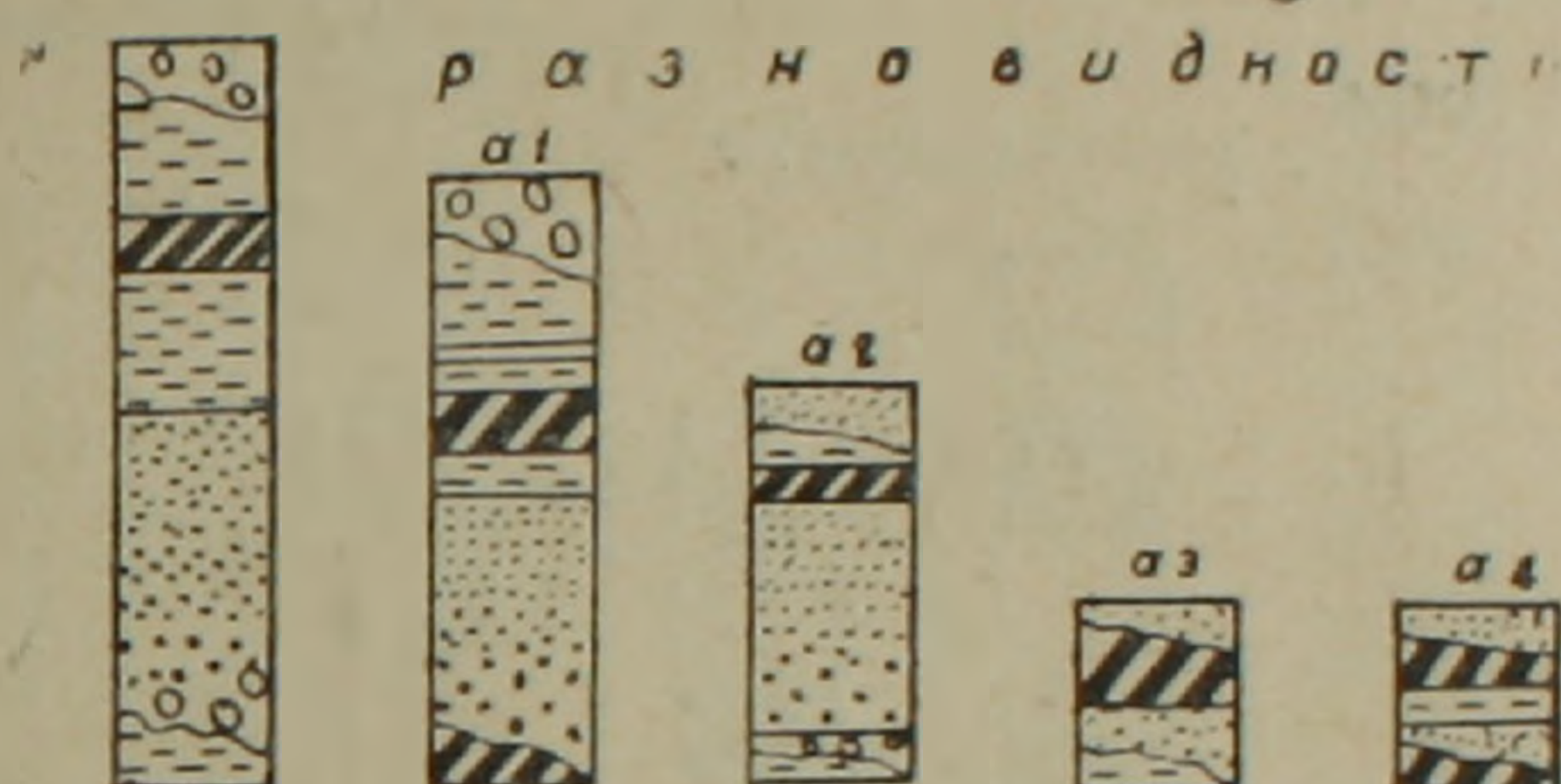
Среди микроритмов могут быть выделены 4 типа (A, B, C, D) и их разновидности.

Микроритмы типа „А“, Нормальный полный микроритм типа „А“ представлен следующим чередованием пород (фиг. 1). Первый элемент ритма представлен мелкогалечным конгломератом небольшой мощности, выше идут крупно-средне- и мелкозернистые песчаники, глины (аргиллиты), глинистые сланцы и углистые аргиллиты; над пластами углистых аргиллитов залегают также глинистые сланцы. Таким образом, смена фаций кверху происходит в закономерном порядке от более крупных к более тонкозернистым отложениям озерно-болотных фаций. Разновидности микроритмов типа „А“ отличаются от полного ритма отсутствием различных элементов ритма, причем может отсутствовать как первый элемент, так и другие элементы. Как микроритм типа „А“, так и его разновидности характеризуются присутствием пластов углистых аргиллитов. Мощность микроритмов типа „а“ колеблется в пределах от 8 до 38 м. Микроритмы указанного типа наиболее развиты в ритмоподсвете углистых сланцев.

Микроритмы типа „В“. Состоят из трех элементов (фиг. 2). Первый элемент представлен мелко- и среднегалечным конгломератом значительной мощности, выше идут песчаники различной структуры (II элемент) и алевролиты небольшой мощности. Мощность микроритмов типа „В“ достигает 10—35 м.

Совсем иначе выглядит полный микроритм типа „С“. Каждый полный микроритм указанного типа начинается мелкогалечным конгломератом небольшой мощности, кверху размеры обломков постепенно уменьшаются и конгломерат переходит в песчаники. Еще выше песчаники переходят в глины и глинистые сланцы, причем среди глинистых сланцев часто залегает пласт горючих сланцев. Отложением глинистых сланцев заканчивается полный микроритм типа „С“ (фиг. 3). Конгломераты и глины имеют ряд характерных признаков озерных отложений, при приближении к пласту горючих сланцев породы делаются все более тонкозернистыми. Мощность микроритмов типа „С“ колеблется в пределах 40—70 м.

полный микроритм типа „А“



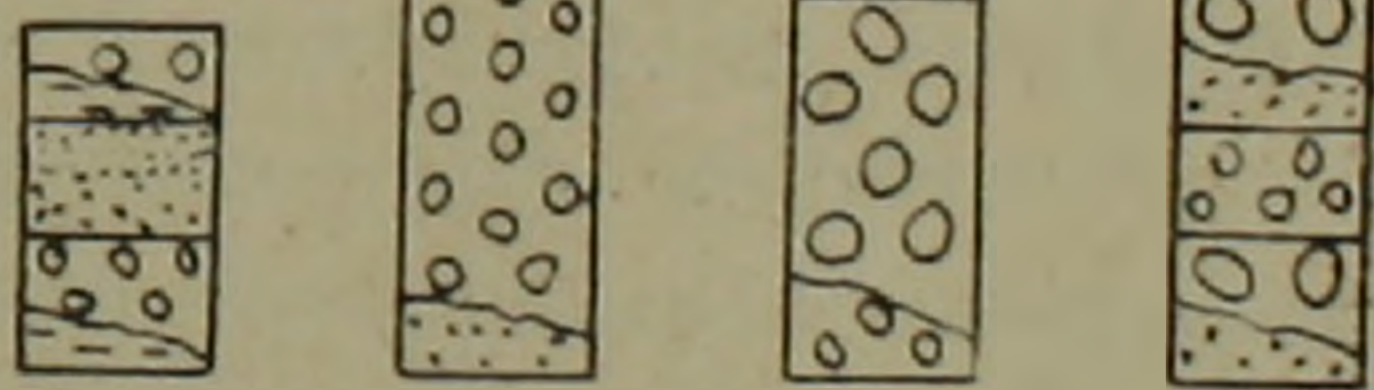
Фиг. 1 Схематическое строение микроритмов типа „А“



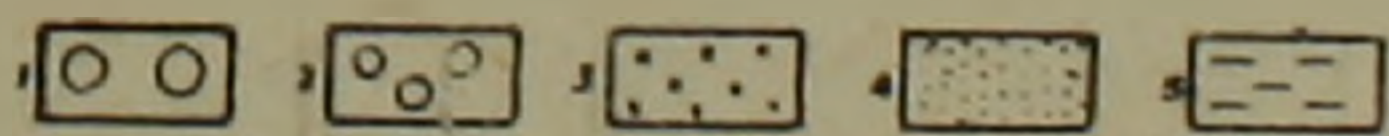
1. Конгломерат мелкогалечный. 2. Песчаник крупнозернистый. 3. Песчаник среднезернистый. 4. Песчаник мелкозернистый. 5. Глина. 6. Мерзель. 7. Уголь и углистый сланец.

Разновидности

полный микроритм типа „В“



Фиг. 2 Схематическое строение микроритмов типа „В“



1. Конгломерат среднегалечный. 2. Алевролит. 3. Песчаник крупнозернистый. 4. Песчаник мелкозернистый. 5. Глина

Микроритмы типа „Д“ состоят из двух элементов. Начинаются они песчаниками различной структуры, которые выше переходят в глины (фиг. 4).

Вышеприведенный анализ микроритмом указывает на то, что микроритмы представляют собой многофациальный комплекс, причем микроритмы различных типов отличаются друг от друга ассоциацией фаций, что отражает изменение палеогеографической обстановки в период накопления отложений различных микроритмов.

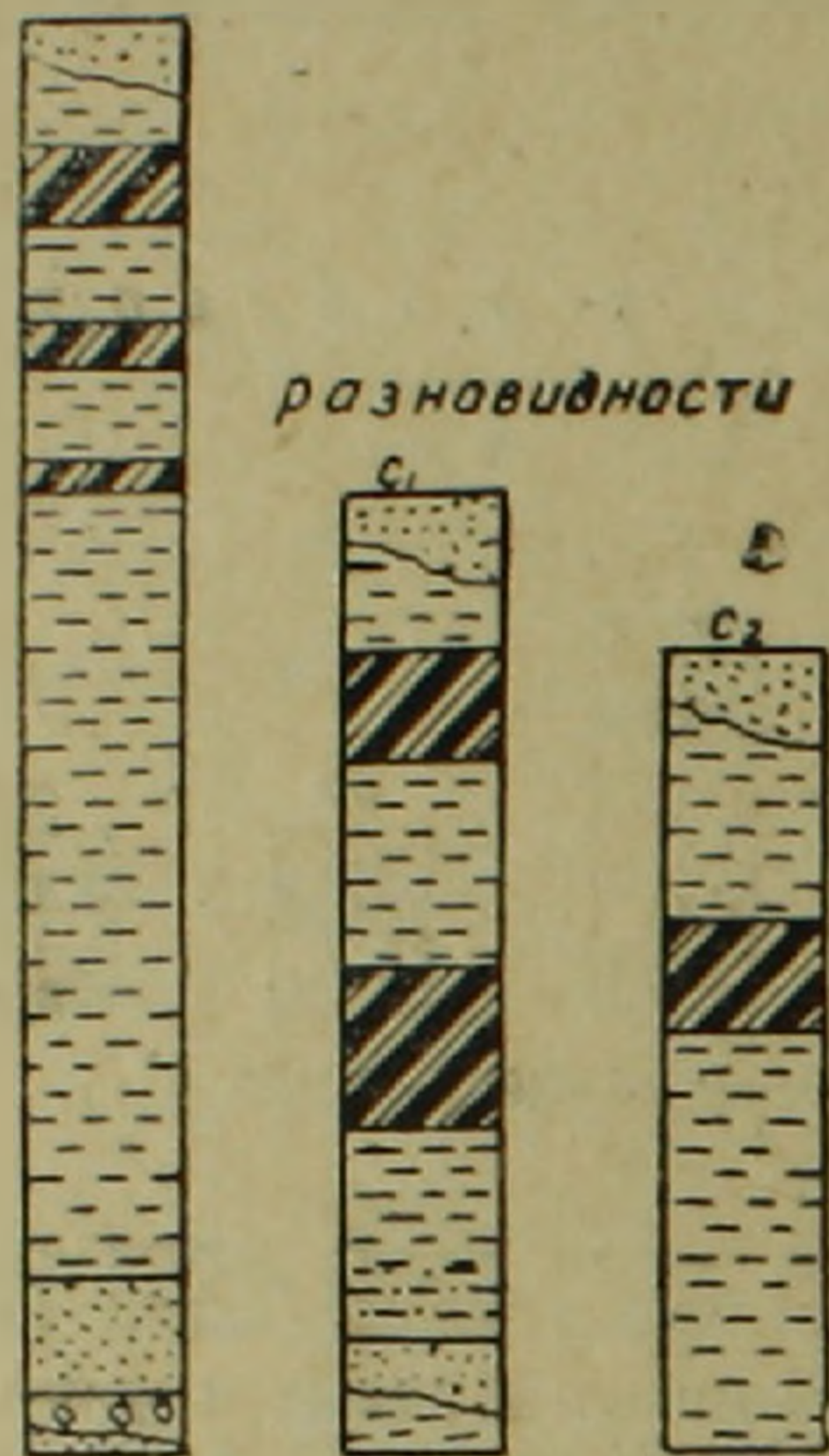
Изучение первичных генетических признаков пород дилижанской свиты позволило выделить ряд фациальных разновидностей [11]. Все разновидности фаций можно объединить в 3 группы:

1. Группу обломочных озерных фаций.
2. Группу обломочных фаций речного генеза.
3. Группу фаций застойных водоемов и торфяных болот.

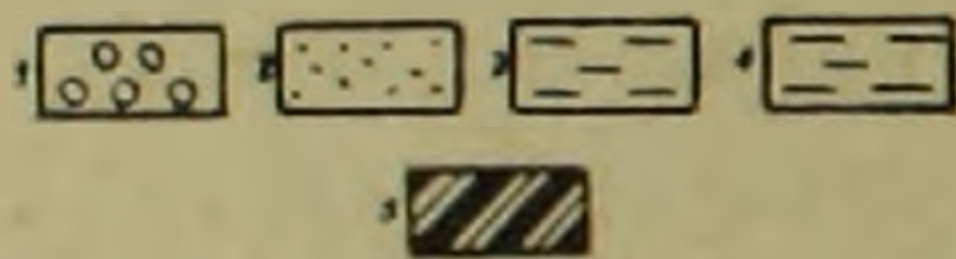
По фаціальным условиям образования осадков отдельные части разреза заметно различны. Так, озерные фаціальные условия характерны для пород нижней части разреза, средняя часть разреза сложена породами русловых фаціальных условий, наконец, верхи разреза представлены осадками, накопившимися в болотах и застойных водоемах.

О причинах циклического строения угленосных отложений вообще имеются

полный микро-
ритм типа „С“



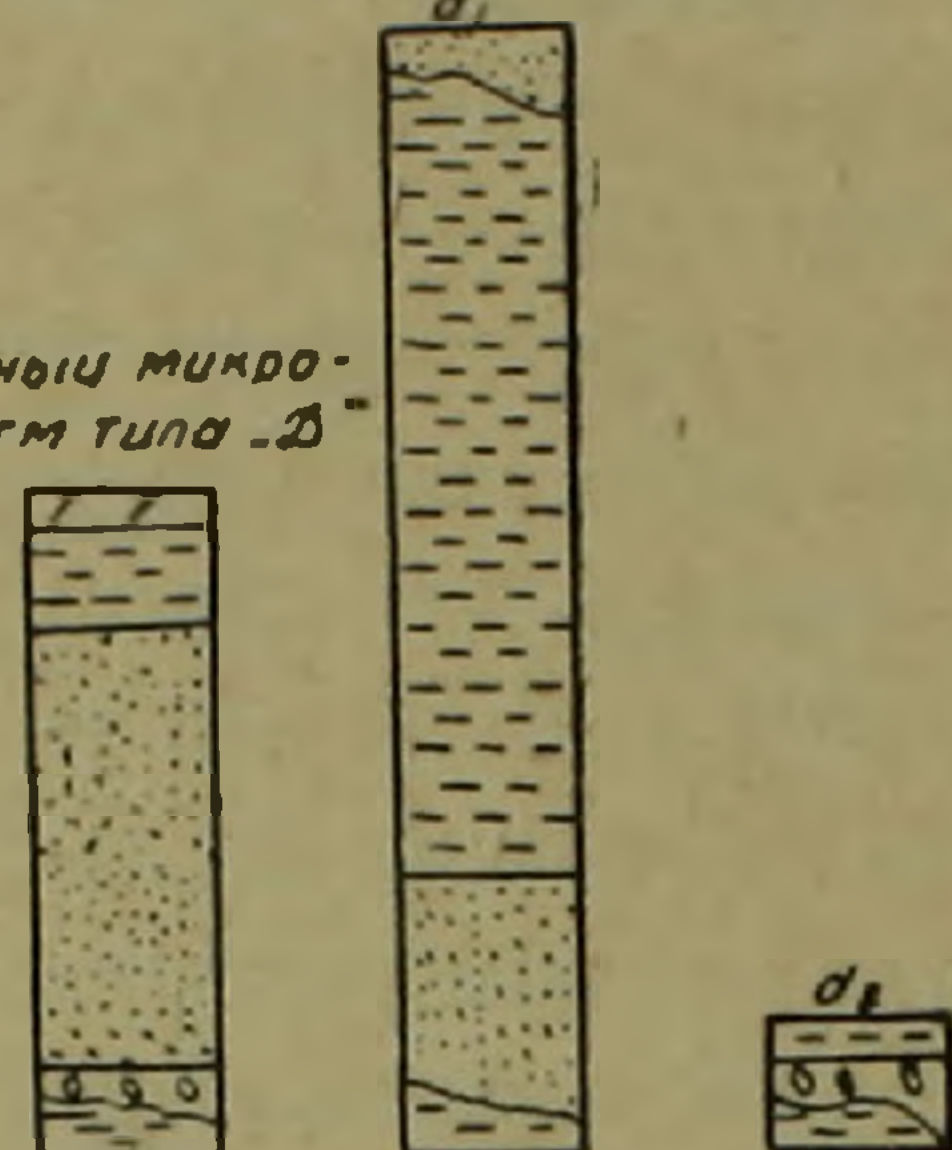
Фиг. 3. Схематическое строение микро-ритмов типа „С“



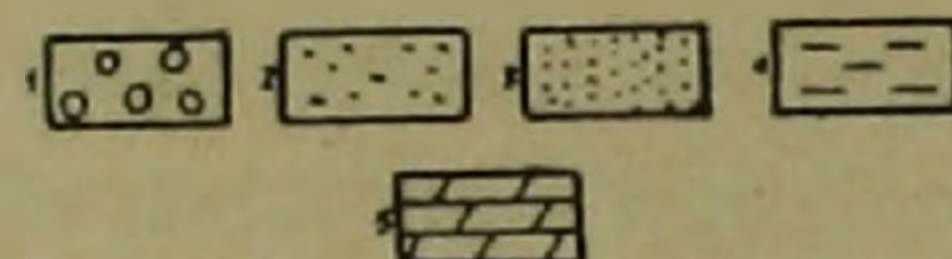
1. Конгломерат мелкогалечный
2. Песчанник разнозернистый. 3. Глина
песчанистая. 4. Глина.

разновидности

полный микро-
ритм типа „Д“



Фиг. 4. Схематическое строение микро-ритмов типа „Д“

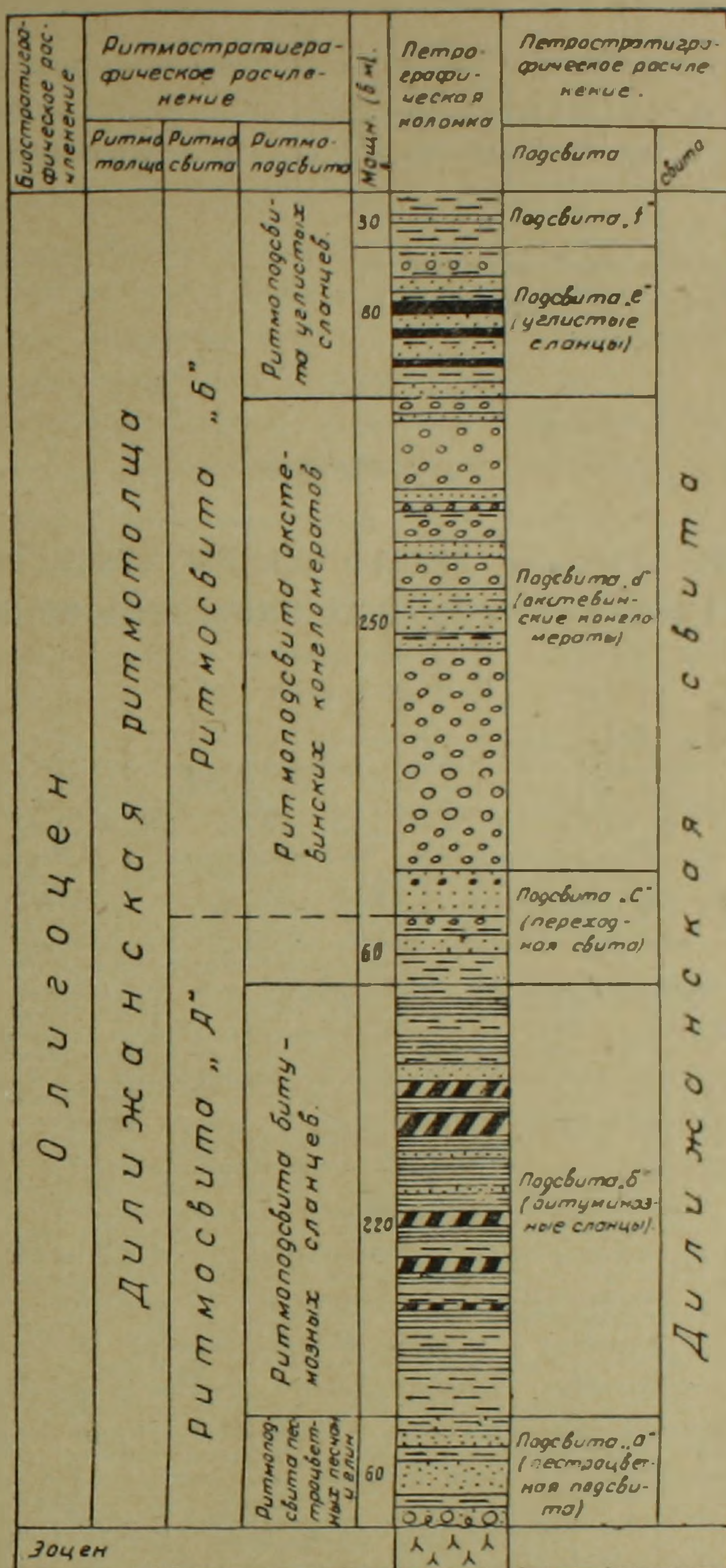


1. Конгломерат мелкогалечный. 2. Песчанник
среднезернистый. 3. Песчанник мелкозер-
нистый. 4. Глина. 5. мергель.

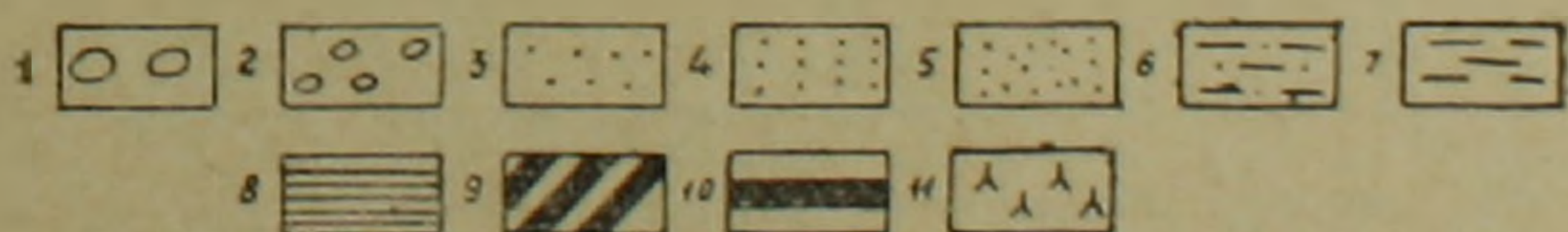
многочисленные теории, но большинство советских (Ю. А. Жемчужников, Г. А. Иванов, Л. Н. Ботвинкина, П. П. Тимофеев, А. П. Феофилова и др.), а также некоторые иностранные исследователи придерживаются теории, согласно которой циклическое строение угленосных отложений обусловлено колебательными движениями земной коры. Что касается угленосных отложений Дилижанского района, то наши исследования показали, что причиной циклического строения этих отложений являются именно колебательные движения, происходящие как в области осадконакопления, так и в области сноса. Так, формирование циклов в ритмосвите „А“ происходила при периодических мелких опусканиях, происходящих на фоне общего поднятия Севано-Ширакского синклинория.

Ритмичное строение ритмосвиты „Б“ генетически связано поднятиями в области сноса. Эти мелкие движения неоднократно создавали благоприятные условия для накопления органического материала, чем обусловлена многочисленность (14—15) пластов углей и углистых сланцев на Дилижанском месторождении.

Таким образом, циклический анализ угленосных отложений Дилижанского района показывает, что ритмичность присуща не только



Фиг. 5 Схема расчленения угленосных отложений Диллижонского района.



1. Конгломерат крупногалечный 2. Конгломерат мелкогалечный. 3. Песчаник крупнозернистый. 4. Песчаник среднезернистый. 5. Песчаник мелкозернистый. 6. Песчаник глинистый. 7. Глина. 8. Глинистые сланцы. 9. Горючие сланцы. 10. Угли и углистые сланцы. 11. Порфирит.

паралическим бассейнам и крупным месторождениям палеозойского и мезозойского возраста (как полагают многие исследователи), но и более молодым третичным лимническим месторождениям мелкого масштаба.

Ереванский Государственный университет,
кафедра исторической геологии
и палеонтологии

Поступила 20 XII 1957

Հ. Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

ՀՍՍՌ ԴԻԼԻՋԱՆԻ ՇՐՋԱՆԻ ԱԾԽԱՐԵՐ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ԼԻԹՈՍՏՐԱՏԻԳՐԱՖԻԱԿԱՆ ՄԱՍՆԱՏՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Դիլիջանի այրվող հանածոների հանքավայրը զգալի հետաքրքրություն է ներկայացնում ածխաբերության և բիթումաբերության տեսակետից, բայց մինչև վերջին տարիները հանքավայրում լիթոլոգիական ուսումնասիրություններ չեն կատարվել: 1955—56 թթ. Դիլիջանի շրջանում կատարված երկրաբանական հետազոտությունների ժամանակ հեղինակի կողմից հատուկ ուսումնասիրության են ենթարկվել այդ շրջանում տարածված ածխաբեր նստվածքները: Այդ ուսումնասիրությունները և հավաքված նյութերի մշակումը հնարավորություն են տալիս պարզաբանելու ածխաբեր նստվածքների կուտակման օրինաչափությունները և բացահայտելու նյութական կազմի ու ստրատիգրաֆիայի հիմնական առանձնահատկությունները:

Ածխաբեր նստվածքների ընդհանուր կարողությունը հասնում է 600—700 մ. ներփակող ապարների մեջ առանձնացվում են ածխալին արդիլիտների արդյունավետ կարողություն ունեցող 8—10 շերտեր, ածուխների փոքր հզորության՝ 2—3 շերտեր և այրվող թերթաքարերի՝ 5—7 հզոր շերտեր: Դիլիջանի շրջանի ածխաբեր նստվածքները հեղինակի կողմից առանձնացվում են որպես «Դիլիջանի շերտախումբ»։ Դիլիջանի շերտախմբի հասակը մինչև այժմ ճշգրիտ որոշված չէ, բայց ելնելով ստրատիգրաֆիական դիրքից (էոցենի հրաբխալին նստվածքների վրա տեղադրված է անհերքաշնակ և տրանզիենսիվ) և բրածո բուսական մնացորդների առկայությունից առաջիկա հասակը վերագրվում է օլիգոցեն—սաուրին միոցենին: Դիլիջանի շերտախմբի նստվածքները ինտենսիվ դիսլոկացված են և հավաքված սինկլինալ ծալքում, որը բարդացված է մանր երկրորդական ծալքավորությամբ:

Մանրամասն ֆացիալ անալիզները հնարավորություն են տալիս այդ շերտախումբը մասնատել 6 ենթաշերտախմբերի, որոնք չնայած միմյանց հետ կապված են առափճանական անցումներով, բայց շնորհիվ մի շարք տարրերից հատկանիշների կարող են առանձնացվել որպես առանձին լիթոլոգիական կոմպլեքսներ:

Դրանք են (ներքևից վերև)՝ ա—խալտարդետ, Ե—բիթումաբեր թերթաքարերի, Շ—անցողիկ, Ը—Աղստի կոնգլոմերատների, Գ—ածխալին թերթաքարերի և Զ—թերթավոր կավերի ենթաշերտախմբերը:

Մեր ուսումնասիրությունից պարզվում է, որ Դիլիջանի շերտախումբը ունի ցիկլալին կառուցվածք, այսինքն տվյալ կտրվածքում նկատվում է ֆա-
ցիաների պարագենետիկական ասոցիացիաների կրկնում և հերթափոխում:
Դիլիջանի շերտախումբում ցիկլերի առանձնացումը հիմնվում է վերտիկալ
կտրվածքում ֆացիաների գենետիկական կապի և հերթափոխման վրա:

Անալիզի ենթարկելով ածխաբեր նստվածքներում ցիկլերի առանձնաց-
ման սկզբունքները, հեղինակը գալիս է այն եզրակացություն, որ ածխաբեր
նստվածքներում խոշոր ցիկլերի առանձնացումը պետք է կատարվի գլխա-
վորապես նստվածքների ֆացիալ առանձնահատկությունների հիման վրա,
իսկ փոքր մասշտաբի ցիկլերի առանձնացման ժամանակ, զգալի նշանակու-
թյուն է ձեռք բերում նաև ապարների ստրուկտուրային հատկանիշների հեր-
թափոխումը:

Դիլիջանի շերտախումբը չափազանց աղքատ է կենդանական մնացորդ-
ներով, որը զգալի չափով դժվարացնում է նրա բիոստրատիգրաֆիական
մասնատումը:

Հեղինակը հանգում է այն եզրակացության, որ ռիթմոստրատիգրաֆիական
բնորոշ հատկանիշները (կրիտերիա) հնարավորություն են տալիս Դիլիջանի
շերտախումբը բավականի մանրամասն մասնատել: Ստրատիգրաֆիական
դիրքի տեսակետից ռիթմոնեոթաշերտախմբերի սահմանները հանդիսանում են
հոսալի իզոխորոն մակարդակներ և այդ տեսակետից չեն զիջում բիոստրա-
տիգրաֆիական հենանիշներին (ռեպերներին):

Դիլիջանի ածխաբեր նստվածքները հեղինակի կողմից միավորվում են
Դիլիջանի ռիթմոհաստվածքում, որը իրենից ներկայացնում է մի լրիվ խոշոր
ցիկլ և ստորաբաժանվում է 2 ռիթմոշերտախմբերի, վերջինները իրենց հեր-
թին մասնատվում են 5 ռիթմոնեոթաշերտախմբերի և 43 միկրոռիթմերի:

Ռիթմոնեոթաշերտախմբերը կազմված են առանձին միկրոռիթմերի հեր-
թափոխումից, իսկ լուրաքանչյուր միկրոռիթմ իրենից ներկայացնում է ֆա-
ցիաների մեկ պարագենետիկական ասոցիացիա: Միկրոռիթմերի մեջ առանձ-
նացվում են 4 տիպեր՝ A, B, C, D և դրանց տարբերակներ:

Դիլիջանի շերտախմբի նստվածքների սկզբնական գենետիկական հատ-
կանիշների ուսումնասիրությունը հնարավորություն է տալիս առանձնացնել
մի շարք ֆացիալ տարատեսակներ, որոնք միավորվում են 3 խմբերում՝

ա) լճային բեկորային ֆացիաներ

բ) դետալին ծագման բեկորային ֆացիաներ

գ) լճացած ավազանների և տորֆային ճահիճների ֆացիաներ:

Հեղինակի կարծիքով Դիլիջանի շերտախմբի ցիկլիկ կառուցվածքը
նստվածք կուտակման ավազանի հատակի տատանումների արդյունք է: Ցիկլերի
ձևավորումը պայմանավորված է Սևան—Շիրակի սինկլինորիումի ընդհանուր
բարձրացմանը ուղեկցող մանր պերիոդիկ իջեցումներով:

Այսպիսով, Դիլիջանի ածխաբեր շերտախմբի ցիկլիկ անալիզը ցույց է
տալիս, որ ցիկլային կառուցվածքը լուրահատուկ է ոչ միայն պալեոգոյան և
մեզոգոյան հասակի խոշոր պարալիկ ածխային հանքավայրերին (ինչպես
ենթադրում են հետազոտողների մեծ մասը), այլև ավելի երիտասարդ հասա-
կի փոքր մասշտաբի լիմնիկ հանքավայրերին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ботвинкина Л. Н. О принципах выделения и типизации циклов осадконакопления в угленосных Толщах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.
2. Ботвинкина Л. Н. Условия накопления угленосной толщи в Ленинском районе Кузнецкого бассейна. Тр. ИГН АН СССР, вып. 139, угольная серия, № 4, 1953.
3. Ботвинкина Л. Н. О начале циклов осадконакопления в угленосных толщах. Изв. АН СССР, сер. геологич., № 3, 1954.
4. Ботвинкина Л. Н. О трансгрессивных и регрессивных рядах фаций угленосных толщ. Изв. АН СССР, серия геологич., № 2, 1956.
5. Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Господтехиздат, 1948.
6. Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Господтехиздат, 1948.
7. Жемчужников Ю. А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения. Тр. ИГН АН СССР, вып. 90, угольная серия (2), 1947.
8. Крашенинников Г. Ф. Проблема циклов в угленосных толщах. Тр. ИГН АН СССР, вып. 90, угольная серия (2), 1947.
9. Наливкин Д. В. Учение о фациях. Часть 1, из-во АН СССР. Москва—Ленинград, 1956.
10. Пустовалов Л. И. Петрография осадочных пород. Часть 1. Господтехиздат, 1940.
11. Саркисян О. А. Палеографические условия формирования угленосных отложений Дилижанского района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. X, № 5—6, 1957.
12. Феофилова А. Л. К вопросу о классификации циклов осадконакопления в угленосной толще Донецкого бассейна. Доклады АН СССР, том XCIV, № 5, 1954.
13. Р. Шрок Последовательность в свитах слоистых пород. Изд. иностр. литературы, Москва, 1950.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Б. С. ВАРТАПЕТЯН

О ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ
В ОРУДЕНЕНИИ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Зональное размещение эндогенного оруденения в пространстве признается и описывается многими исследователями рудных месторождений.

Еще в 1924 году В. Эммонс, на основе большого фактического материала, выдвинул гипотезу о зональном распределении в пространстве эндогенного оруденения.

Постепенную зональную смену высокотемпературных ассоциаций минералов низкотемпературными, по мере удаления от интрузивов, он пытался объяснить, главным образом, изменением характера рудоносных растворов по пути их движения от интрузива в боковые породы.

В противоположность этой точке зрения С. С. Смирнов [12], используя весьма богатый материал по изучению рудных месторождений Советского Союза, наглядно доказал, что не столько „изменения в пространстве“, сколько „изменения во времени“ рудоносных растворов определяют образование различных рудных формаций вокруг остывающего интрузива. Металлоносный очаг в течение длительного времени своего развития (остывания интрузива), по мнению С. С. Смирнова, выделяет отдельными вспышками газово-жидкие растворы последовательно отличного состава. Процесс выделения растворов представляется прерывистым, пульсирующим.

Появление в печати „пульсационной теории“ С. С. Смирнова, объясняющей условия образования зональности в пространственном размещении эндогенных месторождений, вызвало большой интерес советских геологов к этому вопросу. В печати был опубликован целый ряд интересных работ о зональности в эндогенном оруденении: [6, 9, 3, 1].

Особенно ценными в отношении теоретического анализа вопросов зональности в эндогенных рудных месторождениях являются работы А. Г. Бетехтина и В. И. Смирнова.

А. Г. Бетехтин, описывая парагенетические соотношения и последовательность образования минералов [4], анализирует вопрос о закономерностях смены парагенетических ассоциаций минералов во времени и в пространстве. В другой своей работе А. Г. Бетехтин [5], разби-

рая вопросы генетической связи гидротермальных образований с интрузиями, критически анализирует взгляды В. Эммонса и С. С. Смирнова на условия образования эндогенной зональности в рудных месторождениях. Он солидаризируется в этом отношении со взглядами С. С. Смирнова.

В. И. Смирнов [13], описывая геологические предпосылки поисков, подробно анализирует вопросы закономерности размещения рудных месторождений по отношению к массивам изверженных горных пород. Он особенно обстоятельно освещает вопросы размещения эндогенных рудных месторождений вокруг массивов гранитоидов, приводя целый ряд типичных примеров зональности, как по советским, так и зарубежным рудным районам. В. И. Смирнов приводит весьма интересный критический разбор гипотез В. Эммонса и С. С. Смирнова о причинах возникновения зональности в эндогенных рудных месторождениях.

Зональное размещение в пространстве эндогенного оруденения на Малом Кавказе изучалось рядом исследователей. В этом отношении следует особенно отметить освещение вопросов зональности в работах В. Н. Котляра по Кафанскому месторождению и Шамшадинскому рудному району Армении; И. Н. Ситковского по Кировабадскому району Азербайджана; И. В. Барканова по Мехманинскому месторождению Нагорного Карабаха, С. С. Мкртчяна по Каджаранскому рудному полю в Армении; А. Б. Каждана по Мегринскому району Армении и другие.

В. Н. Котляр (1936 г.) впервые обратил внимание на наличие в Кафане зонального распределения оруденения, рассматривая вопрос в двух направлениях: с точки зрения горизонтальной зональности и зональности вертикальной.

В более поздней своей работе (1947 г.) он возвращается опять к этому вопросу, рассматривая Кафан в системе Восточно-Зангезурской рудной области. В той же работе В. Н. Котляр (1947 г.), описывая Шамшадинскую рудную область, отмечает наличие здесь элементов горизонтальной зональности. Она выражена в том, что вблизи Таузского интрузива распространены серноколчеданные и медные (Наур, Мичамат, Бердское и проч.), а в удалении от него полиметаллические (Сев. и Южн. Инаг-Даг, Караги-дзор, Тауз-Булаг и др.) месторождения.

С. С. Мкртчян в своей работе по Каджаранскому месторождению (1941 г.) впервые отметил наличие зональности в Каджаранском рудном поле с сосредоточением высокотемпературного медно-молибденового оруденения в центре, а медного и полиметаллического оруденения в периферийных частях поля.

Позднее, к этому вопросу он возвращается, описывая Зангезурскую рудоносную область (1953 г.).

Зональность в распределении эндогенного оруденения, как видно из вышеизложенного, является весьма важным вопросом, который

затрагивается в той или иной мере почти всеми исследователями рудных месторождений.

Зональность в распределении эндогенного оруденения, как видно из вышеизложенного, является весьма важным вопросом, который затрагивается в той или иной мере почти всеми исследователями рудных месторождений.

В результате проведенных на территории АрмССР поисков и разведки рудных полезных ископаемых, собран большой материал, из которого вытекают определенные выводы о минералогической зональности в оруденении.

Нам кажется, что установление минералогической зональности в постмагматических рудных месторождениях является чрезвычайно важным фактором, помогающим расшифровке закономерностей в пространственном распределении оруденения.

В связи с этим находим не лишним в данной статье изложить некоторые соображения по затронутому вопросу, основанные на примерах изучения рудных месторождений республики.

Вокруг отдельных гранитоидных интрузивов, расположенных в различных районах Армении, отмечаются рудные ореолы, в которых наблюдается первичная горизонтальная минералогическая зональность, правда в некоторых случаях затушеванная наложением более поздних этапов оруденения.

Почти во всех случаях, при удалении от интрузива-источника оруденения, отмечается соответствующее изменение состава оруденения, т. е. участки, различно удаленные от интрузива, отличаются различным характером оруденения.

На территории Армении известны многочисленные формации руд, генетически связанные с интрузиями.

Отмеченная генетическая связь оруденения с интрузиями не всегда вырисовывается непосредственно и явно, но все же в ряде случаев выявляются факты, несомненно подтверждающие эту связь.

К числу этих фактов относятся:

1. Территориальная приуроченность оруденения к массивам интрузивов с образованием вокруг последних ореолов рассеяния

На участках, лишенных проявлений интрузий, которые не предполагаются также на глубине, оруденение отсутствует.

2. Локальная приуроченность определенных металлов к интрузиям с породами определенного петрографического и химического состава

В пределах Армении распространены две петрографически резко различные формации интрузивных пород: к первой формации относятся кислые гранитоидные породы (часто гранодиоритового состава

ва); ко второй—основные и ультраосновные породы офиолитового пояса Закавказья.

Если к гранитоидным интрузивам республики приурочены промышленные скопления молибдена, меди, цинка, свинца и ряда других металлов, то с основными и ультраосновными интрузиями генетически связаны промышленные концентрации хрома.

В дальнейшем, изучая вопросы металлогенической специализации гранитоидных интрузивов Армении, И. Г. Магакьян [11] и С. С. Мкртчян (1953 г.) выделяют две группы гранитоидных интрузивов, расположенных соответственно в Зангезур-Памбакской и Алаверди-Кафанской зонах.

С первой группой гранитоидных интрузивов, как они правильно отмечают, связано главным образом медно-молибденовое оруденение, со второй — серно-колчеданное и медноколчеданное оруденение. Такая металлогеническая специализация среди гранитоидных интрузивов Армении, на наш взгляд, обусловлена различным их геотектоническим положением и соответственно различной глубиной эрозионного среза интрузивов.

3. Околорудные изменения пород В пределах рудных полей и месторождений широко распространены зоны измененных пород, образованных, как и оруденение, поствулканическими процессами, связанными с интрузиями. Возникновение в районах распространения интрузивов и рудных месторождений, и в особенности в Алаверди-Шамшадинском, Чибухли-Сисимадан-Агстевком, Кафанском и Зангезурском рудных районах, зон ороговикованных, окварцованных и скарнированных пород, а также мощных толщ вторичных кварцитов, каолинизированных и серицитизированных пород связано с внедрением кислых гранитоидных интрузий, выделяющих в процессе остывания газовой-водные эманации.

4. Наличие в гранодиоритах Зангезурского района пегматитовых жил, несущих медно-молибденовое оруденение

5. Зональное распределение оруденения вокруг интрузива с высокотемпературными минералами в интрузивах и в близких к ним зонах и относительно низкотемпературными минералами, распространенными в удаленных и далеких от интрузива зонах.

Остановимся более подробно на последнем факте.

Вокруг интрузива возникает рудный ореол, в котором наблюдается первичная горизонтальная минералогическая зональность, правда, иногда затушеванная—неясно выраженная. Однако при всех условиях в рудном ореоле интрузива на разных его участках не сохраняется один и тот же характер оруденения. Наоборот, участки, неодинаково удаленные от интрузива, отличаются друг от друга (иногда резко) различным типом оруденения,

Анализ материалов по изучению рудных месторождений Армении показывает, что в ее пределах, в рудном ореоле интрузива, в соответствии с степенью удаленности от него, целесообразно выделение четырех зон, характеризующих горизонтальную минералогическую зональность в оруденении:

1. Зона в интрузиве.
2. Приэкзоконтактовая зона интрузива.
3. Удаленная от интрузива зона.
4. Далекая от интрузива зона.

Каждая из выделенных зон характеризуется своим преобладающим типом оруденения: в первой зоне распространено молибденовое и медно-молибденовое оруденение; во второй—железное, железомедное, кварцево-пирито-медное и ограниченно—пирито-медное; в третьей—медное, пирито-медное и ограниченно пиритовое и полиметаллическое; в четвертой—полиметаллическое, ограниченно медно-пиритовое и медно-железное.

По преобладающему типу оруденения и промышленному скоплению металлов первая зона может быть названа медно-молибденовой, вторая—железной и пирито-кварцевой, третья—медной и четвертая—полиметаллической.

В отношении минералогических формаций руд эти зоны могут быть охарактеризованы следующим образом:

В первой зоне преобладает „пирито-молибденито-халькопиритовая“ формация гидротермального происхождения, подчиненное значение имеют „гематито-пирито-молибденито-халькопиритовая“ формация контактово-метасоматического типа и пегматитовые жилы, несущие молибденито-халькопиритовое оруденение. В этой же зоне известна молибденитовая формация без халькопирита.

Вторая зона отличается распространением „халькопирито-пирито-магнетито-гематитовой“ формации руд, контактово-метасоматического типа, а также „кварцево-пиритовой“ и „кварцево-пирито-халькопиритовой“ формациями гидротермального типа.

В третьей зоне распространены „пирит-халькопиритовая“, в подчиненном количестве „пиритовая“ и полиметаллическая—„сфалерит-галенит-пирит-халькопиритовая“ формации руд гидротермального генезиса.

В четвертой зоне преобладающее значение имеет полиметаллическая—„галенит-сфалерит-халькопиритовая“, галенит-халькопирит-сфалеритовая или „халькопирит-сфалерит-галенитовая“ и, наконец, „галенит-сфалеритовая“ формации руд гидротермального типа.

В качестве примера первой зоны может служить крупный Зангезурской район, в пределах которого, с юга на север, расположены „Мегри-Каджаранское“, „Гехинское“ и „Дастакертское“ рудные поля.

Здесь резко преобладающее медно-молибденовое оруденение, наряду с другими породами, приурочено также к порифиридовидным гранодиоритам, с глубокими частями которых генетически связано

оруденение. В этой же интрузии гранодиоритов обнаружены пегматитовые жилы, несущие медно-молибденовое оруденение.

Для второй зоны характерен „Чибухли-Сисимадан-Агстевский“ рудной район, в пределах которого находятся „Чибухлинское“, „Сисимаданское“ и „Тандзут—Дилижанское“ рудные поля.

Перечисленные рудные поля расположены в узкой полосе экзоконтакта, недалеко от интрузивов. Они в непосредственном контакте с интрузивами характеризуются железным (иногда железо-медным) оруденением, часто приуроченным к полосе скарнов или роговиков. Несколько дальше от контакта в перечисленных рудных полях отмечается пиритовое и кварц-пиритовое оруденение (со слабым проявлением меди); еще дальше от контакта мы наблюдаем проявления пирито-медного оруденения.

„Алаверди-Шамшадинский“ рудный район находится в третьей удаленной от интрузива зоне, но в нем выделяется весьма узкая, прерывистая полоса экзоконтакта с типичным оруденением второй зоны. Она приурочена к Кохпскому интрузиву.

„Алаверди-Шамшадинский“ рудный район в общем характеризуется медным и ограниченно-пиритовым и полиметаллическим оруденением. Его рудные поля—„Алаверди—Шамлуг—Ахтала“, „Армутли-Даликдаш“ и „Шамшадин“ относительно удалены от интрузивов, с которыми они генетически связаны.

Хорошим примером для четвертой, далекой от интрузивов, зоны может служить „Привольное-Марцский“ рудный район, граничащий с северо-востока с „Алаверди-Шамшадинским“ рудным районом. Он включает в себя „Привольное-Урутское“, „Агви-Дсехское“ и „Марц-Джангарлинское“ рудные поля и характеризуется, главным образом, полиметаллическим оруденением.

Все перечисленные рудные поля далеко расположены от крупных массивов интрузивов, но в их пределах известен ряд мелких выходов интрузивов.

Перейдем к изложению примеров рудных полей и м-ний Армении, иллюстрирующих картину горизонтальной минералогической зональности в оруденении.

Зональность прекрасно выражена на площади двух рудных районов „Алаверди-Шамшадин“ и „Привольное-Марц“. Эти районы примыкают друг к другу и выделены в отдельные рудные районы по структурно-магматическим и металлогеническим их особенностям. Отмеченные рудные районы контролируются крупной антиклинальной структурой (северо-восточный антиклинорий Армении) с ядром, сложенным вулканогенными породами юры и крыльями сложенными породами мела и эоцена. Эта структура на территории Армении тянется непрерывно в северо-западном направлении от Шамшадина до Алаверди, постоянно сохраняя вышеотмеченный возраст пород ядра и крыльев. В Алавердском районе антиклинальная структура переклиналино замыкается, погружаясь под отложения мела и эоцена.

В пределах Армении находятся приосевая часть и юго-западное крыло Северо-восточного антиклинория. Северо-восточное его крыло уходит за пределы Армении, сочленяясь на территории Азербайджана с Куринской депрессией.

„Алаверди-Шамшадинский“ рудный район в структурном отношении представляет приосевую часть северо-восточного антиклинория, сложенную вулканогенными породами средней юры, из под которых местами обнажаются более древние кварцевые порфиры (верхний лейас?). Рассматриваемый рудный район, как приосевая часть антиклинория, тектонически представлен наиболее нарушенными породами с частыми разломами, вытянутыми вдоль складчатости и образующими с направлением последней острые углы.

Выделенные в пределах „Алаверди-Шамшадинского“ рудного района „Алаверди-Шамлуг-Ахтальское“, „Армутли-Далигдаское“ и „Шамшадинское“ рудные поля, в структурном отношении, соответствуют участкам вздымания северо-восточного антиклинория, фиксирующимися локальным выходом наиболее древних пород—кварцевых порифиров.

Участки вздымания обыкновенно разбиты дизъюнктивными нарушениями и интродированы гранодиоритовыми интрузиями, обнажающимися в значительной своей части на дневной поверхности.

По-видимому участки вздымания были наиболее благоприятными для внедрения и размещения интрузии, а также последующего развития интенсивных процессов размыва.

Поэтому все наиболее крупные интрузивы, с которыми генетически связано оруденение, в пределах рассматриваемых двух рудных районов обнажаются именно на площади „Алаверди-Шамшадинского“ рудного района, располагаясь на участках его трех рудных полей.

Они известны под названием Алавердских, Армутлинских и Шамшадинских интрузивов. На юго-западном крыле отмеченного выше антиклинория, сложенном преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами эоцена, находится „Привольное-Марцский“ рудный район.

Он тянется с юго-востока на северо-запад от с. Марц Алавердского района до с. Привольное Степанаванского района Армении, вдоль крупного „Марц-Овандаринского“ разлома.

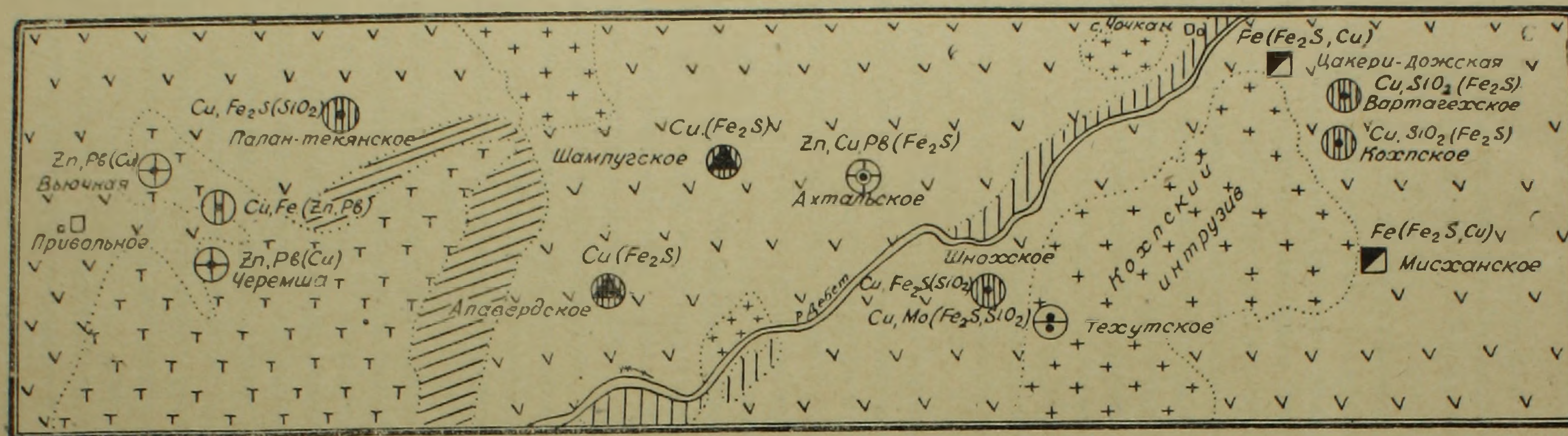
Таким образом, рассматриваемый рудный район, в структурном отношении, представляет моноклираль, нарушенную продольным „Марц-Овандаринским разломом“, проходящим на многих участках по контакту между вулканогенными породами юры и эоцена.

Моноклираль местами осложнена второстепенными, небольшими складками и дизъюнктивными нарушениями, а также характеризуется редкими выходами мелких интрузивов.

В рассматриваемой моноклинали отмечаются три наиболее осложненных участка, расположенные в ее северо-западной, центральной и юго-восточной частях; при этом центральная, наиболее приподня-

С х е м а 1. — Горизонтальной минералогической зональности в пределах рудных полей „Алаверди—Шамлуг—Ахтала“ и „Привольное—Урут“ в АрмССР

М а с ш т а б
2 0 2 4 6 8 км.



У С Л О В Н Ы Е З Н А К И

формации руд по минералогическому составу

J_2 Порфириды, их туфы и туфобрекчии.

J_3 Разнообразные песчаники и сланцы.

E_2 Туфогенные песчаники, туфы и туфобрекчии.

E_3 Гранодиориты.

Q Базальты и андезито-базальты.

Пирито-молибденито-халькопиритовая.

Халькопирито-пирито-магнетито-гематитовая (скарновая).

Кварц-пирито-халькопиритовая.

Пирито-халькопиритовая.

Халькопирито-гематитовая.

Галенито-халькопирито-сфалеритовая и баритовая.

Галенито-сфалеритовая.

Cu, Fe, Pb, Zn — Главные элементы в рудах.

$(Cu), (Pb)$ — Второстепенные элементы в рудах.

тая часть моноклинали сложена породами юры, а северо-западная и юго-восточная ее части — породами эоцена.

К этим трем участкам приурочены выделенные нами, в пределах рассматриваемого рудного района, три рудные поля: „Привольное—Урут“, „Агви-Дсех“ и „Марц-Джангарлу“. Главнейшие интрузивы рассматриваемых рудных районов — Алавердские (Кохпский, Чочканский, Банушский) и Шамшадинские после средне-эоценового возраста, отличаются умеренно кислым составом пород, сменяющихся к периферии местами более основными породами. В целом они представлены главным образом гранодиоритами и кварцевыми диоритами, сопровождающимися весьма сложной серией жильных пород, разнообразных по времени внедрения и составу (от альбитофиоров до габбро). Следует отметить, что некоторые исследователи относят возраст Кохпского и Шамшадинских интрузивов к мелу (предсеноману).

Расположение главнейших интрузивов на северо-восточном крае площади отмеченных рудных полей, в осевой части антиклинория, обусловило зональное распределение оруденения, при котором относительно высокотемпературное медно-колчеданное оруденение сконцентрировано в более близком от выходов интрузива в „Алаверды-Шамшадинском“ рудном районе, а полиметаллическое — в относительно удаленном „Привольное-Марцском“ рудном районе. Следовательно в общем плане двух рассматриваемых рудных районов, при удалении от интрузива, медно-колчеданное оруденение сменяется полиметаллическим оруденением.

Это вполне закономерно с точки зрения зонального распределения оруденения вокруг интрузива.

При общей оценке вопроса о зональности, в соответствии с выдвинутыми нами четырема зонами в рудном ореоле интрузива, оруденение „Алаверды-Шамшадинского“ и „Привольное-Марцского“ рудных районов следует отнести соответственно к „удаленной от интрузива“ и „далекой от интрузива“ зонам.

Как известно, первая зона, к которой отнесен „Алаверды-Шамшадинский“ рудной район, характеризуется преобладающим медным оруденением, а вторая зона, определяющая положение „Привольное-Марцского“ рудного района в отношении к интрузиву, отличается преобладающим полиметаллическим оруденением.

Однако, более подробный анализ рассматриваемого вопроса позволяет в распределении оруденения на площади „Алаверды-Шамшадинского“ и „Привольное-Марцского“ рудных районов отметить все выделенные нами в рудном ореоле интрузива четыре зоны.

Особенно ясно выражена такая зональность в пределах рудных полей „Алаверды-Шамлу-Ахтала“ и „Привольное-Урут“ (см. схема № 1).

При удалении от Кохпского интрузива в сторону „Привольное-Урутского“ рудного поля („Привольное Марцский“ рудной район) в направлении, примерно, с востока на запад отмечается следующая

закономерность в распределении оруденения: в самом теле интрузива обнаружено проявление (Техутское) медно-молибденового оруденения, приуроченное, в виде примазок и тонких прожилков молибденита, к трещинам отдельности кварцевых диоритов и имеющее сравнительно большое площадное распространение. Кроме этого, в кварцевых диоритах отмечены отдельные маломощные кварцевые жилы с вкрапленностью пирита, халькопирита и молибденита.

Такое оруденение, представленное молибденитовой и пирито-молибденито-халькопиритовой формациями, типично для „зоны в интрузиве“. Далее, при приближении к контакту интрузива с прорванными вулканогенными породами средней юры, в последних (в экзоконтакте) наблюдается оруденение, характерное для „приэкзоконтактной зоны интрузива“. Правда, оно весьма слабо выражено в юго-западном контакте интрузива, вследствие его плохой обнаженности, но зато прекрасно представлено в северо-восточном контакте интрузива. Здесь известны Цакеридошское и Мисханское халькопирито-пирито-магнетито-гематитовые, контактово-скарновые рудные проявления, представленные гнездами и небольшими телами неправильной формы.

Несколько-дальше от контакта интрузива отмечены Кохпское и Шнохское рудопоявления, с характерной для второй зоны „кварцево-пирито-халькопиритовой“ формацией руд.

За юго-западной экзоконтактной зоной Кохпского интрузива, в пределах „Алаверди—Шамлуг—Ахтальского“ рудного поля, наблюдается оруденение, типичное для „удаленной от интрузива зоны“, с характерными пирито-халькопиритовой, пиритовой и отчасти полиметаллической формациями руд.

За этой медно-колчеданной зоной, к юго-западу, отмечается „далекая от интрузива зона“ с полиметаллической, преобладающей галенито-сфалеритовой, формацией руд „Привольное-Марцевского“ рудного поля.

Зональное распределение оруденения наблюдается также в пределах Сисимаданского (Анкадзорского) рудного поля, которое расположено в Кироваканском районе АрмССР у ж. д. станции Шагали.

Сисимаданское рудное поле приурочено к „Чибухли-Сисимадан-Агстевскому“ рудному району, который, в структурном отношении, представляет сложное антиклинальное поднятие, состоящее из Агстевской, Чибухлинской, Сисимаданской антиклиналей и Геджалинской синклинали. Ядро Агстевской антиклинали сложено известняками верхнего мела, а Чибухлинской и Сисимаданской антиклиналей—породами среднего эоцена, а может быть и более древними образованиями (?).

Рассматриваемое антиклинальное поднятие разбито крупными продольными разломами и интродуцировано значительными интрузиями гранодиоритов после-среднеэоценового возраста.

Сисимаданское рудное поле приурочено к опрокинутой на северо-восток Анкадзорской антиклинальной складке, интродуцированной сравнительно крупной интрузией гранодиоритов, с почти полной асси-

миляцией ее юго-западного крыла. Оно расположено на висячем крыле надвига, наклоненного в сторону массива интрузива, с которым генетически связано оруденение.

Рассматривая расположение данного рудного поля в отношении интрузива необходимо отметить, что оно находится в „приэкзоконтактовой зоне интрузива“.

В минералогическом составе руд Сисимаданского рудного поля преобладающее место занимает пирит, который образует, как самостоятельные скопления, так и ассоциирует почти со всеми, имеющимися здесь, рудными и жильными минералами.

Другие главнейшие рудные минералы следующие: гематит, халькопирит, магнетит, сфалерит и галенит. Из нерудных минералов чаще всего встречаются кварц, барит, гипс и кальцит.

Перечисленные минералы, ассоциируясь в разных комбинациях, образуют три характерные рудные формации:

1. Магнетито-гематито-пиритовую (скарновую)
2. Кварцево-пирито-халькопиритовую
3. Полиметаллическую и галенит-баритовую.

Распространение в пространстве этих рудных формаций подчинено определенной закономерности: скарновые магнетито-гематито-пиритовые рудопроявления, по сравнению с другими формациями руд, расположены наиболее близко к контакту рудоносной толщи с интрузией.

Они преимущественно приурочены к перекристаллизованным известнякам и расположены в крайней западной полосе рудного поля.

Кварц-пирит-халькопиритовая формация и отдельные полиметаллические проявления занимают центральную часть рудного поля и приурочены к порфирирам, их туфам и туфобрекчиям. Крайняя восточная полоса рудного поля, наиболее удаленная от интрузива, характеризуется полиметаллическим и свинцово-баритовым оруденением. При этом, свинцовые и баритовые проявления, главным образом, приурочены к лежащему боку рудоносной толщи и находятся в липарито-дацитовых породах.

Описанное распределение в пространстве разных по минералогическим комплексам рудных формаций, свидетельствует о том, что в рудном поле Сисимадана существует горизонтальная минералогическая зональность. Она обусловлена постепенной сменой в направлении с западе на восток, по мере удаления от интрузива, высокотемпературных минералов низкотемпературными от железо-скарновых до свинцово-баритовых образований.

А. Б. Каждан [8], описывая пространственную связь месторождений Мегри-Каджаранского рудного поля с приконтактовой зоной гранодироритового интрузива, отмечает наличие элементов горизонтальной зональности в оруденении.

По его мнению— „в узком эндоконтактовом гранитном интрузиве располагаются прожилково-вкрапленные месторождения цветных металлов с незначительной примесью высокотемпературных редкометалльных минералов. В относительно узком экзоконтакте, в месторождениях того же прожилково-вкрапленного типа количество последних резко увеличивается и месторождение становится редкометальным. По мере удаления в сторону экзоконтакта вместо прожилково-вкрапленных месторождений развиваются жильные зоны с тем же оруденением, а еще далее—типичные жильные месторождения полиметаллов“.

Весьма отчетливая горизонтальная минералогическая зональность наблюдается на Мехманинском месторождении Азербайджанской ССР. Здесь по мере удаления от интрузива, с которым генетически связывается оруденение, бедное медно-пиритовое оруденение сменяется медным, цинково-медным, цинковым, свинцово-цинковым и почти свинцовым, в наиболее удаленных от интрузива рудных телах.

Такая же отчетливая горизонтальная минералогическая зональность отмечена на Кафанском месторождении.

Кафанское рудное поле находится в юго-восточной части АрмССР и характеризуется распространением многочисленных медных, полиметаллических и серноколчеданных рудопроявлений, занимающих площадь свыше 40 кв. километров.

Месторождение приурочено к центральной части рудного поля—Кафанской антиклинальной складке, сложенной в ядре вулканогенными породами средней юры, и возможно частично лейаса и разбитой крупными дизъюнктивными нарушениями.

Оруденение локализуется под „экранирующими крышами“, образованными крупными дорудными разломами, заполненными спрессованными глинами. Под такими „крышами“ расположены системы жильных трещин и зон дробления, благоприятствовавших образованию рудных жил и штокверков.

На месторождении, с запада на восток, отмечается отчетливо выраженная минералогическая зональность с постепенной сменой, в этом направлении, высокотемпературных минералов низкотемпературными (схема 2).

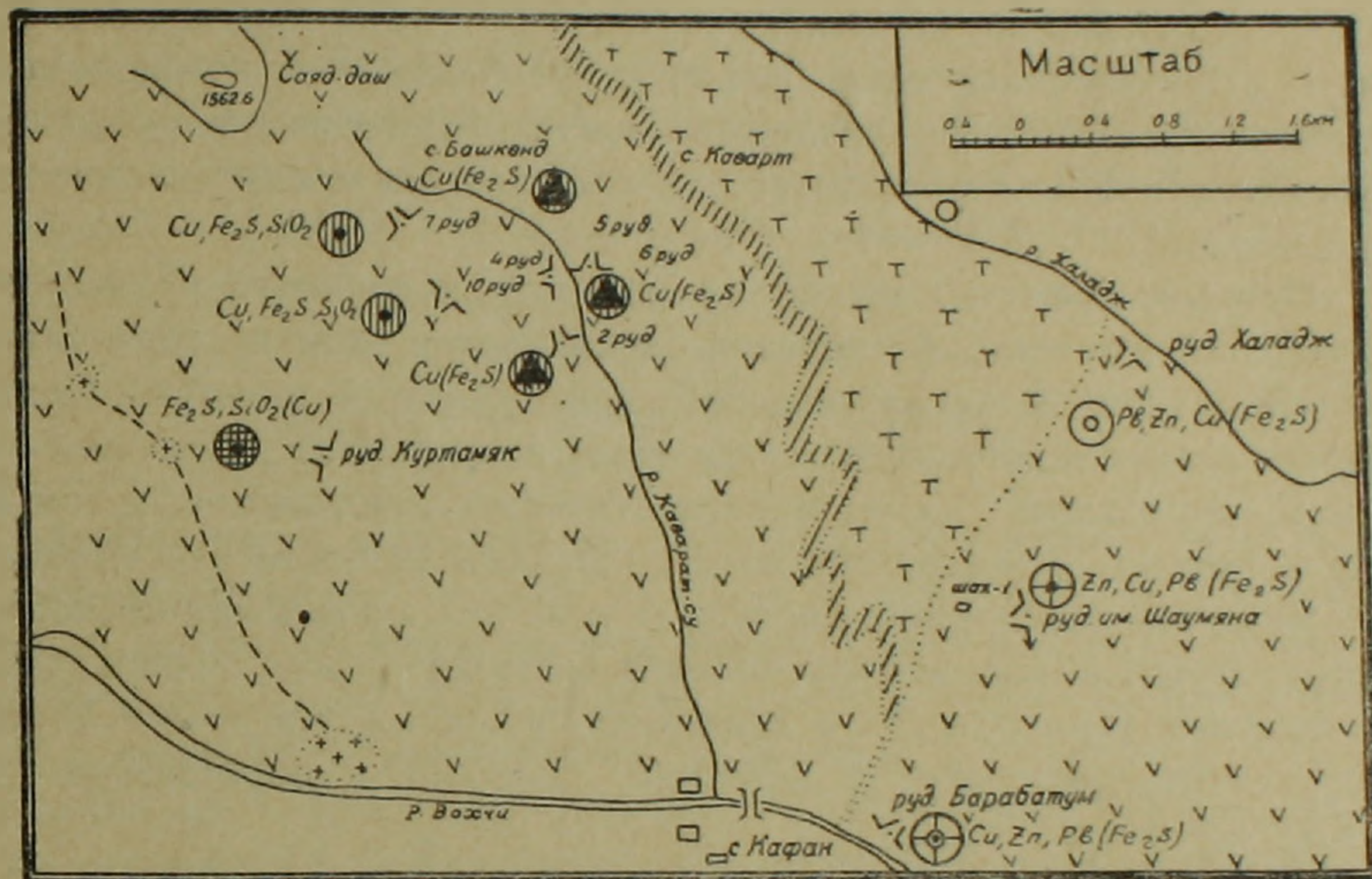
Такая зональность является вполне понятной и закономерной, если учесть, что источник оруденения связан с гранитоидными интрузиями Мегринского плутона, расположенного к западу от рассматриваемого месторождения. В самом месторождении отмечены мелкие выходы интрузивов диоритового и гранодиоритового состава, представляющие, по-видимому, сателлиты Мегринского плутона. Они располагаются в виде редких и небольших тел, вдоль западной и юго-восточной границ месторождения.

На западе рудного поля, в Куртамякских старых выработках, оруденение представлено кварцево-пиритовой ассоциацией со слабым проявлением халькопирита. Восточнее рудника „Куртамяк“, в руднике 7—10 оруденение представлено преобладающей кварцево-пирито-

халькопиритовой формацией. Здесь, в мощной зоне прожилково-вкрапленного оруденения и рудных жилах, наряду с халькопиритом, широко развиты пирит и кварц. К востоку от 7—10 рудника, в рудниках 5—6, 1—2, 4, „Хазна“ и др., преобладающим минералом является

СХЕМА 2

ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ НА КАФАНСКОМ М-НИИ В АРМ. ССР



У С Л О В Н Ы Е З Н А К И

J_2 Элиодитизированные порфириды, кварцевые и плагиоклазовые порфириды, их туфы и туфобрекчии.

J_3 Грубозернистые туфы.

J_3 Известняки, известковистые туфы, туфопесчаники, туфы и туфобрекчии порфиридов

E_2 Диориты и гранодиориты.

Линия выходов интрузивных пород.

Рудник

Формации пород по минералогическому составу

Кварц-пиритовая.

Кварц-пирито-халькопиритовая.

Пирито-халькопиритовая.

Галенито-сфалерито-халькопиритовая.

Галенито-халькопирито-сфалеритовая.

Халькопирито-сфалерито-галенитовая.

Cu, Fe, Pb — главные элементы в рудах

(Cu), (Pb) — второстепенные элементы в рудах.

Fe — железо SiO₂ — кварц Fe₂S — пирит

халькопирит. Пирит занимает подчиненное место (не принимается во внимание фланговое окончание рудных тел, выраженное во всех случаях преобладанием в рудах пирита), отмечаются редкие проявления сфалерита и галенита. Преобладающее оруденение представлено здесь „пирито-халькопиритовой формацией“. Юго-восточнее 5—6 рудников, в руднике „Барабатум“ оруденение представлено полиметаллическим

типом с примерно равным количеством сфалерита, халькопирита и сравнительно меньшим количеством галенита.

К северо-востоку от рудника Барабатум в руднике им. Шаумяна преобладает галенито-халькопирито-сфалеритовое оруденение с преобладанием в рудах сфалерита.

В руднике „Халадж“, наиболее удаленном от западной границы рудного поля, преобладающее значение начинает приобретать галенит.

Таким образом, в пределах Кафанского рудного поля мы можем констатировать зональное расположение оруденения с выделением, по мере удаления от источника оруденения, трех последовательных зон: 1. „Приэкзоконтактовая зона“, с преобладанием кварцево-пиритового оруденения; 2. „удаленная зона“, с преобладанием медного оруденения и 3. „далекая зона“, с преобладанием полиметаллического оруденения.

Описанные факты, взятые из материалов изучения рудных месторождений Армении, безусловно, доказывают наличие горизонтальной первичной минералогической зональности в пространственном распределении эндогенного оруденения вокруг тела интрузива—источника оруденения. Такая минералогическая зональность, с той или иной четкостью, наблюдается по всем рудным районам республики.

Является неоспоримой истина о том, что постмагматическое рудообразование вблизи металлоносного очага-интрузива, происходящее при высоких температурах и давлениях, и вдали от интрузива, в условиях низких температур и давлений, приводит к образованию различных по составу руд.

Ереванский Государственный Университет,

Поступила 16. I. 58.

Кафедра поисков и разведок
полезных ископаемых

Բ. Ս. ՎԱՐԴԱՊԵՏՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՏԵՐԻՅՈՐԻԱՅԻ ՀԱՆՔԱՅՆԱՅՄԱՆ ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱԿԱՆ ՋՈՆԱՅԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայաստանի առանձին շրջաններում գտնվող գրանիտոիդալին ինտրուզիվների շուրջը նկատվում են հանքալին դոլացուսներ, որոնցում դիտվում է առաջնալին հորիզոնական միներալոգիական ղոնայականութուն, սակայն որոշ դեպքերում այն քողարկված է հանքալինացման ավելի ուշ պրոցեսներով: Հայաստանի տերիտորիայում հայտնի են բազմաթիվ հանքալին ֆորմացիաներ, որոնք գենետիկորեն կապված են ինտրուզիաների հետ:

Ճիշտ է, նշված հանքալինացման գենետիկ կապը ինտրուզիաների հետ հաճախ թույլ է արտահայտված, սակայն մի շարք դեպքերում փաստացի տվյալներն անկասկած ապացուցում են այդ կապը, որոնք կախում են հետևյալում:

1. Հանքայնացման տերիտորիալ հարումն ինտրուզիվ գանգվածներին, նրանց շուրջը ցրման պսակների առաջացումներով:

2. Որոշակի մետաղների լուրջ հարումն ինտրուզիվներին, ինչպես նաև որոշակի պետրոգրաֆիական և քիմիական կազմ ունեցող ապարներին:

3. Ապարների հանքամերձ փոփոխությունները:

4. Ջանգեղուրի հանքային շրջանի գրանոդիորիտներում պղինձմոլիբդենային հանքայնացում կրող պեգմատիտային երակների առկայությունը:

5. Ինտրուզիվների շուրջը հանքայնացման զոնալ բաշխումը՝ բարձր ջերմաստիճանային միներալների տեղադրումը ինտրուզիվներում և նրանց մոտ զոնաներում, իսկ համեմատաբար ցածր ջերմաստիճանային միներալների հարումն ինտրուզիալից հեռացած զոնաներին:

Հայաստանի պայմաններում, ինտրուզիվի հանքայնացման պսակում նպատակահարմար է առանձնացնել 4 զոնա, որոնք բնութագրում են հանքայնացման հորիզոնական միներալոգիական զոնայականությունը՝

1. Ինտրուզիվում գտնվող զոնա
2. Մերձէկզոկոնտակտային զոնա
3. Ինտրուզիվից հեռացած զոնա
4. Ինտրուզիվից հեռու զոնա

Առանձնացրած զոնաներից լուրաքանչյուրը բնորոշվում է լուրահատուկ հանքայնացման տիպով՝ առաջին զոնայում տարածված են մոլիբդենային և պղինձ-մոլիբդենային, երկրորդում-երկաթային, երկաթ-պղնձային, կվարց-պիրիտային և քիչ պիրիտ-պղնձային, երրորդում—պղնձային, պիրիտ-պղնձային ու քիչ պիրիտային և բազմամետաղ, չորրորդում՝ բազմամետաղ, որոշ չափով պղինձ-պիրիտային, պղինձ-երկաթային հանքայնացում: Առաջին զոնայի համար կարելի է նշել Ջանգեղուրի խոշոր հանքային շրջանը, որտեղ պղինձ-մոլիբդենային հանքայնացումը գտնվում է ինտրուզիվ ապարների մեջ, երկրորդ զոնայի համար լավ օրինակ կարող է ծառայել Չիրուխի—Սիսիմադան Աղստեֆի հանքային շրջանը, որտեղ հանքայնացումը բաշխված է ինտրուզիալի նեղ էկզոկոնտակտում:

Ալավերդի-Շամշադինի հանքային շրջանը գտնվում է երրորդ—ինտրուզիվից հեռացած զոնայում և բնութագրվում է գլխավորապես պղնձի հանքայնացումով:

Պրիվոլնի—Մարցի հանքային շրջանը լուրահատուկ բազմամետաղ հանքայնացումով գտնվում է չորրորդ—ինտրուզիվից ավելի հեռու զոնայում:

Ջոնայականությունը փալլուն կերպով արտահայտված է Ղափանի հանքավայրում և մի շարք այլ հանքային տեղամասերում:

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с интрузиями. Госгеолтехиздат, 1954.
2. Барканов И. В., Радугина Н. Ф., Егоров В. К., Мехманинская группа полиметаллических и медных месторождений. Труды Закгеологтреста, 1936.
3. Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. Записки Минералогического об-ва, ч. 80, № 2, 1951.

4. *Бетехтин А. Г.* Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов. Записки Всесоюзного минералогического о-ва, вып. 2, 1951.
5. *Бетехтин А. Г.* О генетической связи гидротермальных образований с интрузиями. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, Москва, 1953.
6. *Вольфсон Ф. И., Невский В. А.* О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. Изв. АН СССР, серия геологич. № 1, 1949.
7. *Елисеев Н. А.* О закономерности приуроченности рудопроявлений к различным структурным элементам интрузивных массивов. Зап. Вс. минер. о-ва, вып. 4, 1948.
8. *Каждан А. Б.* О значении некоторых геологических структур для локализации гидротермального оруденения. АН СССР, Труды Института геологических наук, вып. 162. „Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений“, 1955.
9. *Королев А. В.* Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений, Изв. Акад. наук СССР, серия геолог. № 1, 1949.
10. *Коржинский Д. С.* Метасоматическая зональность при околотрещинном метаморфизме и жилы. Зап. Вс. минер. о-ва, ч. 75, № 4, 1946.
11. *Магакьян И. Г.* О металлогической специализации в некоторых типах тектономагматических комплексов Зап. Вс. минер. о-ва, вып. 3, 1952.
12. *Смирнов С. С.* К вопросу о зональности рудных месторождений. Изв. Акад. наук СССР, серия геологическая, № 6, 1937.
13. *Смирнов В. И.* Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. Изд. Московского университета, 1954.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

М. О. ДАВОЯН

СЛЕДЫ ДРЕВНИХ ДОЛИН В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ
АРМЕНИИ

В геоморфологии северо-западной Армении самыми интересными являются следы древних речных долин, а также процессы перетекания и перехватов.

Наличие следов древних речных долин Армении, в последние годы, в своих работах отметили ряд авторов [1, 5, 7, 10, 12, 13, 14].

За 1954 — 57 годы, во время геоморфологической съемки¹ мне пришлось детально изучить следы древних верхнетретичных речных долин северо-западной Армении, т. е. верховьев бассейна р. Ахурян.

Геоморфологический анализ и распределение структурных форм показывают, что в верхнем миоцене и плиоцене гидрографическая сеть верховьев р. Ахурян не соответствовала нынешней. Распределение тектонической структуры позволяет нам предполагать, что в мио-плиоцене, а может быть и в начале четвертичного времени из верховьев современной р. Ахурян брали начало две-три отдельные многоводные реки, текущие по восточным и юго-восточным направлениям, в сторону Куринской депрессии.

В согласии с орографией и морфологией, структуру верховьев р. Ахурян можно представить в виде двух крупных антиклинорий, близширотного простирания, разделенных крупным синклинорием. По А. Т. Асланяну [3], первый антиклинорий охватывает южные отроги Базумского хребта, а второй — Ширакский хребет. Синклинорий, разделяющий эти антиклинории, охватывает бассейны рр. Чичхан (приток р. Памбак), Бандиван и Илли (приток р. Ахурян).

Одна из этих древних рек начиналась в области современного оз. Арпа и протекала близ с. Мусаелян по синклинальной долине на восток, т. е. в бассейны притоков р. Ахурян, рр. Бандиван, Илли и бассейн р. Чичхан, являющиеся верховьем р. Памбак (Дебет), соединяясь с Памбакской синклинальной котловиной, а затем перевали-

¹ Результаты съемки разбираются подробно в большой работе, подготовляемой автором.

вала в долину реки Памбак или же, может быть, в долину р. Касах.

По направлению мульды синклинали (сс. Торос, Палутли) отчетливо замечаются уступы на северных склонах отрога Ширакского хребта, на высоте 1800 — 2200 м. В пределах Памбакской котловины, в долине р. Памбак и ее притока р. Чичхан, ясно прослеживаются три уступа высоких денудационных поверхностей.

Вторая река брала начало в области Гукасянского хребта, имея восточное, юго-восточное направление и протекала по южным склонам Ширакского хребта к Джаджурскому перевалу. Об этом, кроме поверхностей выравнивания, свидетельствуют верхнеплиоценовые-нижнечетвертичные галечники, обнаруженные А. Т. Асланяном, С. П. Бальяном, Е. А. Нефедьевой, К. А. Мкртчяном [4, 12] и позже нами на южном склоне Ширакского хребта и на Джаджурском перевале, на высоте 1700 — 1900 м.

Галечный покров, южнее участка железной дороги, между ст. Мансян и ст. Джаджур, дислоцирован и под углом 8 — 10° погружается от Ширакского хребта к Ленинанканской котловине, скрываясь озерно-речными отложениями Ленинанканской котловины. Вероятно, эти дислокации имели место в основном в период прогибания Ленинанканской котловины и образования озерной толщи.

Без всякого сомнения эти галечники мощностью 20 м являются продолжением тех галечников, которые по данным К. Н. Паффенгольца и А. П. Демехина [11] вскрыты буровыми скважинами в районе южных склонов Ширакского хребта на глубине 270—300 м.

Кроме этого, на широкой площадке Джаджурского перевала сохранились лоскуты, покрывающие его песчано-галечниковый покров. Галька и мелкие валуны отличаются хорошей окатанностью. Галечные поля близ Джаджурского перевала расположены как бы произвольно, не обнаруживая никакой генетической связи с современными речными долинами.

По всей вероятности, эти галечники являются одновозрастными с галечниками Воротанского, Айоцзорского и др. перевалов и по Н. В. Думитрашко, С. П. Бальяну [5, 10] относятся в верхнему плиоцену, а по А. Т. Асланяну [4] миндельскому (нижнечетвертичному по В. И. Громову) времени.

Кроме седиментации осадков этих крупных транзитных рек, местами сохранились обрывки высоких древних террас, денудационных поверхностей, часто выраженных в рельефе, частью погребенных под лавами. Несмотря на большую древность этих долин и длительность воздействия последующих процессов деструкции, следы их хорошо фиксируются в современном рельефе фрагментарно в виде широких и плоских обработанных перевальных долин с денудационными поверхностями на отметках 1800—2200 м.

На южных склонах Ширакского хребта, между ст. Джаджур и Джаджурским перевалом морфологически довольно ясно выявляются

контуры широких древних эрозионных долин и реликты водно-генетического рельефа, значительно измененных современными эрозионными процессами. Все это позволяет с достаточным основанием предполагать о широком развитии в пределах Джаджурского перевала поверхностей выравнивания элементов древней гидрографической сети. Здесь, самая высокая поверхность выравнивания подходит вплотную к Джаджурскому перевалу. Эти, почти одинаковые высоты указывают на их эрозионное происхождение.

Отдельные фрагменты этих поверхностей выравнивания сохранились в виде серии платообразных вершин, тяготеющих к гипсометрическому уровню порядка 1800—2200 м и частично—небольшими плоскими площадками на двух склонах Ширакского, а также Базумского и Памбакского хребтов.

Отмеченные эрозионные уступы предположительно могут соответствовать тем 4—5 террасам, которые в пределах Гукасянской и Арпаличской котловин погребены под верхнеплиоценовыми лавами. В дальнейшем они прорезаны 1—3 новокаспийскими террасами р. Ахурян (поствюрмская гидрографическая сеть).

Выносы третьей древней реки фиксируются галечниками Карачакского перевала и района Мокрых гор. Это подтверждается также наблюдениями Е. Е. Милановского и Е. М. Великовской. Здесь наличие уступов, ясно выраженных в современном рельефе врезаны в поверхность акчагильского пенеплена.

Геоморфологический и палеогеографический анализы показывают, что формирование этих крупных рек соответствовало миоплиоценовым гумидным климатическим условиям. До верхнего миоцена—нижнего плиоцена господствовал климат влажный почти субтропический, довольно равномерный. Эти реки, которые принадлежали к системе р. ПалеоАхурян текли по миоплиоценовой структуре, имея широкие долины, меандрируя и может быть образуя старицы.

Интересен тот факт, что в отдельных частях течения р. ПалеоАхурян встречаются поперечные, довольно узкие антиклинальные перемычки: Джаджурская, Калтахчинская, Налбандская и др. В области Ленинанканской и Памбакской котловин р. ПалеоАхурян имела аккумулятивную речную долину, а в области поперечных поднятий Джаджурского перевала—эрозионный характер.

Верхнее и среднее течение современной р. Памбак развивалось вдоль древней долины широтного направления, принадлежавшей р. ПалеоАхурян. Река ПалеоАхурян вследствие дифференциальных поднятий и перехватов вдоль поперечных перемычек (Джаджурский перевал), распала на ряд самостоятельных речных систем (Ахурян, Памбак, Чичхан и др.) с различным направлением стока. Изменение направления течения р. ПалеоАхурян можно поставить также в связь с происходившими в четвертичное время вулканическими явлениями и опусканиями в виде овалов оседания. Такая картина наблюдается

также в верхнем и среднем течении р. Памбак и р. Агстев, что отмечено многими исследователями [12, 13, 14].

Важным геологическим и физико-географическим следствием вулканизма, поднятия и опускания явилось значительное изменение системы дренажа р. ПалеоАхурян, осуществившееся еще в неогене.

Галечники этих древних транзитных артерий, в частности погребены под лавами, эти лавы наполнили синклинали и текли в направлении древней речной синклинальной долины. Больше всех лавы выражены в синклинальных речных долинах, а на перехватах этих рек лав меньше и они выражены фрагментарно.

Таким образом, предхазарские и послехвалынские движения изменили и усложнили древние структуры и картину древней продольной гидрографической сети, которая в значительной степени была перестроена на консеквентную, радиальную долину. В это время образовалась новая эрозионная долина современного Ахуряна, которая протекает в меридиональном направлении.

Современная долина р. Ахурян возникла после новой оротектонической перестройки. Последующие процессы как-то: понижение общего базиса эрозии или, соответственно, поднятие северо-западной Армении, сравнительная континентальность и сухость климата привели к резкому изменению структурного, гипсометрического, палеогеографического и гидрологического режимов.

Система дренажа изменилась, возник сток из этой области через пониженные участки в сторону Араксинских низин.

О наличии следов древних речных долин, кроме вышеуказанных данных, имеется еще один аргумент.

Современное верховье р. Ахурян состоит из ряда межгорных котловин (Арпаличской, Амасийской, Гукасянской и Ленинанканской), в пределах которых наблюдаются четвертый и пятый эрозионные террасы реки ПалеоАхурян. В примыкающем к ним участке т. е. в бассейне среднего течения р. Ахурян, которая была вне предела древнего бассейна р. ПалеоАхурян, террасы вовсе отсутствуют, или же развиты только первая, вторая и третья террасы. Из этого можно вывести, что перехват долины р. ПалеоАхурян долинами рек Ахуряна и Памбака окончательно оформился после формирования пятой и четвертой таррасы, а остальные более молодые три террасы образовались после перехвата, т. е. в поствюрмское время, когда уже распалась р. ПалеоАхурян и когда р. Ахурян приняла современный вид.

При образовании современной долины р. Ахурян, кроме своего верховья не использовала древнюю свою долину, а проложила себе дорогу в плотных базальтах.

Из вышеуказанного можно определить возраст древних денудационных поверхностей высотой 1800—2200 м. По А. Т. Асланяну [2, 3] для Малого Кавказа эти высоты характерны и определяются как средний плиоцен, а по мнению А. А. Габриеляна, Д. П. Исаханяна, А. И. Адамяна и С. П. Бальяна [9] — верхний плиоцен. Поскольку

древняя долина ПалеоАхуряна на Джаджурском перевале располагается гипсометрически ниже, более высокой акчагильской, или может быть миоценовой поверхности выравнивания, следовательно, возраст определяется как послеакчагильский, предположительно эоценовый. Это подтверждается также исследованиями [10, 13, 14] в пределах бассейна рр. Памбак, Агстев и др.

Факты подтверждают, что сток из области верховьев р. Ахурян (пра Ахуряна) на восток, к реке Кура существовал. Начиная от Арпаличского и Ленинанского районов и до Севанского бассейна протекала мощная горная река. Следовательно, развитие бассейна р. Ахурян происходило на два фронта (бассейны рр. Куры и Аракса), но одним базисом эрозии, которым служило Каспийское море.

Таковы основные моменты гидрографической эволюции северо-западной Армении.

Ленинанский педагогический институт
им. М. Налбандяна

Поступила 16. I. 1958

Մ. Հ. ԴԱՎՈՑԱՆ

ՀԱՅԳՈՒՅՆ ԳԵՏԱՀՈՎԻՏՆԵՐԻ ՀԵՏՔԵՐԸ ՀՅՈՒՄԻՍ-ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ՀԱՅԱՍՏԱՆՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Վերին երրորդական հասակի գետահովիտների հետքերը մեծ տարածում ունեն հյուսիս-արևմտյան Հայաստանում՝ Ախուրյան գետի վերին հոսանքի շրջանում, Շիրակի ու Բաղումի լեռնաշղթաների լանջերին և Ջաջուռի լեռնանցքում:

Այդ գետահովիտների հետքերը նշված լեռնաշղթաների լանջերին արտահայտված են վերին երրորդական գլաբարերով, էրոզիոն դարավանդներով, հարթ ու լայն վերամշակված լեռնանցքային հովիտներով և դենուդացիոն մակերևաններով, որոնք գտնվում են 1700—2000 մ բարձրության վրա:

Ներկայիս Ախուրյան գետի ակունքային շրջանից միոպլիոցենի ժամանակաշրջանում սկիզբ են առել երկու ջրառատ գետեր և հոսել են դեպի արևելք Փամբակի և Աղստեֆի հովիտներով՝ Քուռի դեպրեսիան: Այդ գետերը ունեցել են երկայնակի սարուկտուրային հովիտներ և հոսել են Շիրակի ու Բաղումի անտիկլինորները բաժանող ընդարձակ սինկլինորներով: Միոցենյան սարուկտուրայով հոսող այդ գետերի սեդիմենտացիոն նստվածքներից բացի պահպանվել են նաև հնագույն բարձր դարավանդների կտրվածքները, էրոզիոն մակերևանները, որոնք արտահայտված են ուլկանոմ և մասամբ թաղված վերին պլիոցենյան լավաների տակ:

Վերին երրորդական ժամանակաշրջանում ախաղիլ-ափշերոնյան դարում հրաբխային ուժեղ ժալթքումների պատճառով և մարզի էպեյրոգենային բարձրացումների շնորհիվ դրենաժի սխեմանը խախտվել է: Այդ ժամանակ կազմավորվել է նոր էրոզիոն-կոնսեկվենտ գետահովիտ և Ախուրյան գետը սկսել է կտրել լավային ժածկոցը և հոսել միջօրեականի ուղղությամբ դեպի հարավ Արաքսի դեպրեսիան: Վերին պլիոցենյան լավաները ամենից շատ

լցվել են սինկլինալներում և հոսել են նշված երկու հնագույն գետերի սինկլինալ հովիտներով, իսկ ջրբաժան վալերում և սինկլինալի թևերում լափաների ծածկոցը հզոր չէ և արահայտված է ֆրագմենտար ձևով:

ժամանակակից Ախուրյան գետի էրոզիոն հովիտը ձևավորվել է հետապլիոցենյան ժամանակաշրջանում ախշադիլ-ափշերոնյան հրաբխալին ու նորագույն օրոտեկտոնական պրոցեսներից հետո: Այսպիսով հյուսիս-արևմտյան Հայաստանի բարձր լեռնալին էրոզիոն ունի ֆիզիկական պատմությունը սերտ կերպով կապված է Քուռի և Արաքսի զեպրեսիաների գեոլոգիական զարգացման պատմության հետ:

ЛИТЕРАТУРА

1. Аслаян А. Т. „К истории происхождения Араратской котловины“. ДАН Арм. ССР, XI, № 1, 1949.
2. Аслаян А. Т. „Новые данные по неогеновой тектонике Армении“, ДАН Арм. ССР, XII, № 2, 1950.
3. Аслаян А. Т. „Основные черты послемiocеновой истории тектонического развития Армении“. Сб. Научных трудов Ереванского политехнического института, № 8, 1954.
4. Аслаян А. Т. „Об открытии нижнего палеолита в Ленинканской котловине и его геологическом значении“. Вопросы Геологии и гидрогеологии Арм. ССР, Ереван, 1956.
5. Бальян С. П. „О методах морфологического анализа четвертичных движений южной части Арм. ССР“, Труды IV, Геоморфол. конф. по изуч. Кавказа и Закавказья, изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1957.
6. Варданян Л. А. „Постплиоценовая история Кавказско-Черноморского-Каспийской области“. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1948.
7. Габриелян А. А. „Основные этапы геологического развития Арм. ССР в третичное время и связи с формированием ее рельефа“. Труды IV, Геоморф. конф. по изуч. Кавказа и Закавказья. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1957.
8. Габриелян А. А. „О геотектоническом районировании Армении“. Вопросы Геологии и гидрогеологии Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1956.
9. Габриелян А. А., Исаханян Д. П., Адамян А. И., Бальян С. П. „К стратиграфии верхнетретичных вулканогенных толщ Карабахского нагорья“. Научные труды Ереванск. ГУн-та, серия геологическая, т. 52, вып. 2, Ереван, 1955.
10. Думитрашко Н. В. „Основные этапы развития рельефа юго-восточной части Малого Кавказа“, Труды IV, геоморф. конф. по изуч. Кавказа и Закавказья. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1957.
11. Паффенгольц К. Н. „Геологический очерк Армении и прилежающих частей Малого Кавказа“ (на арм. яз.). Изд. АН Арм. ССР, 1946.
12. Мкртчян К. А. „К характеристике послевюрмских тектонических движений бассейна р. Памбак“. Вопросы геологии и гидрогеологии Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1956.
13. Мкртчян К. А. „Новейшие тектонические движения на территории северной части Армянской ССР“. Труды IV геоморф. конф. по изуч. Кавказа и Закавказья. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1957.
14. Милановский Е. Е. „История формирования Севанской впадины в свете представлений о неотектонике Малого Кавказа“. Труды IV геоморф. конф. по изуч. Кавказа и Закавказья. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1957.

КЛИМАТОЛОГИЯ

Х. П. ПОГОСЯН

СТРУЙНЫЕ ТЕЧЕНИЯ НАД РАЙОНОМ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

Высотные фронтальные зоны, как бароклинные зоны, охватывающие значительную часть тропосферы и нижнюю стратосферу, были известны еще в тридцатых годах. Характеризуясь большими горизонтальными градиентами температуры, они являются зонами значительных запасов энергии. С их открытием начались широкие исследования процессов изменения атмосферного давления, условий возникновения циклонов и антициклонов и связанных с ними изменений погоды. К числу основных характеристик высотных фронтальных зон относится и ветер, отличающийся здесь большими скоростями.

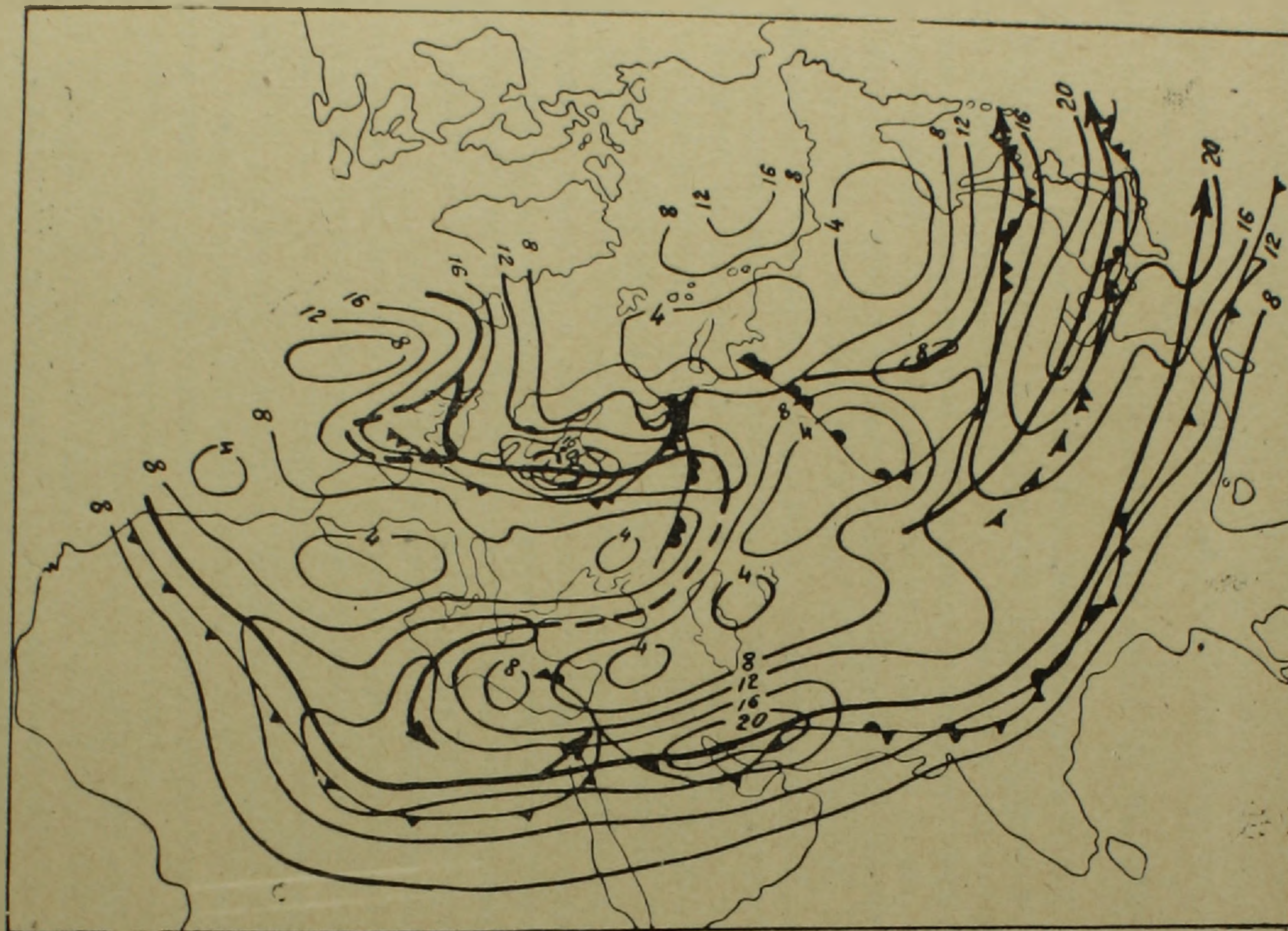
В послевоенные годы, в связи с требованиями авиации, резко возросло внимание к исследованию сильных ветров на высотах.

О наличии больших скоростей ветра на высотах имелись сведения еще лет сорок назад. Однако не было известно, что сильные ветры представляют довольно мощную систему с большой горизонтальной протяженностью вдоль потока. Такая система ветра выделяется в поле сравнительно малых градиентов температуры, давления и скоростей ветра и образует нечто вроде струи. Поэтому зоны сильных ветров на высотах были названы *струйными течениями*.

По современным представлениям, *струйное течение* — это сильное, со значительными градиентами скорости, узкое течение большой протяженности в верхней тропосфере и нижней стратосфере, проходящей вдоль максимальных ветров и эллиптическое по форме вертикального сечения. Скорости ветра в струйных течениях превышают 30 м/сек (108 км/час). Вертикальный градиент скорости ветра превышает 5 м/сек на 1 км, а горизонтальный градиент скорости ветра достигает 10 и более м/сек на 100 км.

Это определение не содержит объяснения природы струйных течений. Известно, однако, что формирование последних обусловлено главным образом полем температуры.

Исследование структурных особенностей струйных течений производится путем изображения их в горизонтальной и вертикальной плоскостях. Изображая струи в горизонтальной плоскости можно судить о географическом распределении и изменении их во времени. Для этого строятся карты изотак, т. е. карты распределения скоростей ветра для уровней 300 и 200 мб поверхности. При этом для ха-



Фиг. 1. Карта изотак на уровне 300 мб и струйные течения. Утром 10 января 1957 г.

характеристики струйных течений во внетропических широтах удобнее пользоваться картами АТ 300, поскольку эта поверхность близка к уровню максимального ветра (оси струи), а в низких широтах, где уровень максимального ветра расположен выше—картами АТ 200.

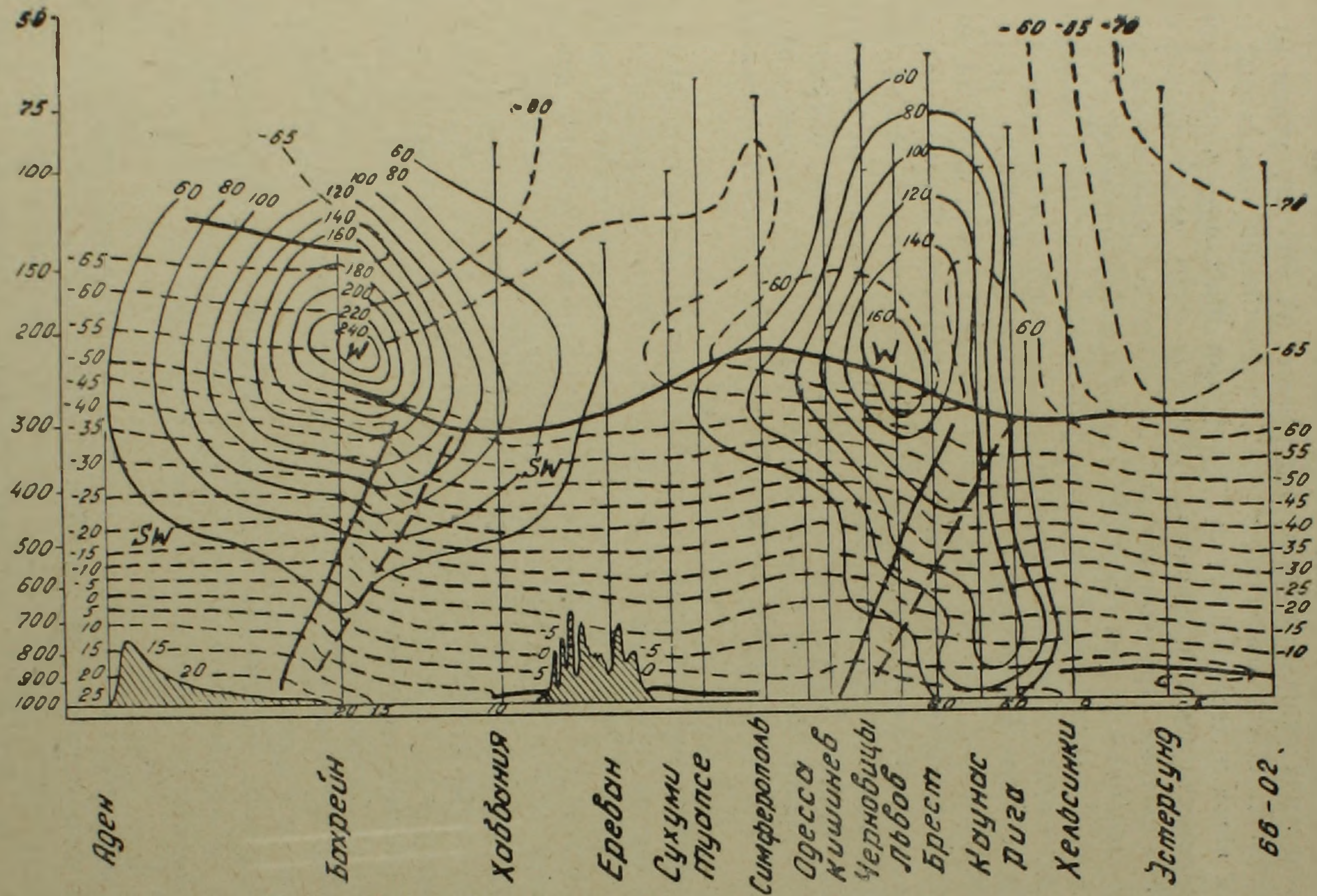
На фиг. 1 представлена карта изотак, полученная по данным распределения скоростей ветра на уровне АТ 300 мб, утром 10 января 1957 г. Здесь изолиниями изображены линии одинаковых скоростей ветра в десятках км/час, зубчатыми линиями—линии фронтов у поверхности земли и жирными стрелками—зону максимальных скоростей в системе струйных течений. В пределах охваченной картой территории имеются два струйных течения: субтропическое и внетропическое. Скорости ветра на этом уровне (около 9 км) достигают 180—200 км/час. Северная струя проходит между Британскими островами и севером Европейской части СССР, со скоростями ветра до 180—240 км/час. Как всегда, так и в данном случае, скорости ветра в системе струйных течений не везде одинаковы. В частности, над юго-востоком Европейской части СССР и частично над Малой Азией струя размыта. Здесь максимальные скорости ветра едва достигают 90—100 км/час (слабо выраженная часть струи дана прерывистой линией). Далее, из фиг. 1 следует, что ось струйного течения располагается на определенном расстоянии от линии фронта у поверхности земли.

Вертикальные разрезы струйных течений, обнаруживаемых по картам изотак, позволяют определить характерные особенности структуры струйного течения, установить связь с атмосферными фронтами, облачностью и т. п. Обычный разрез струйных течений вечером 14 января 1956 г. приведен на фиг. 2. Между Аденом и Скандинавией имеются две струи. Южная над Бахрейном, с максимальными скоростями ветра, превышающими на уровне 200 мб (12 км) 220 км/час и северная над Брестом, с максимальными скоростями ветра на оси струи, равными на уровне 360 мб (около 8 км) 160 км/час. В данном случае над Армянским нагорьем ветры на всех высотах слабые (направление ветра на рисунке изображено маленькими стрелочками на вертикальных линиях).

Сезонное положение струйных течений. Над Армянским нагорьем и прилегающими к нему районами обнаружены два типа тропосферных струйных течений: субтропический и внетропический [1].

Субтропические струйные течения зимой формируются южнее Армянского нагорья, на широтах 25—35° N, а летом над самым нагорьем или несколько севернее (36—47° N). Испытывая сезонные смещения, они отличаются постоянством существования и малой подвижностью внутри сезона.

Более часто субтропические струйные течения формируются над Армянским нагорьем в переходные сезоны года, особенно весной.



Фиг. 2. Вертикальный разрез субтропического и внутритропического струйных течений между Аравией и севером Гренландий 14 января 1957 г.

В таблице 1 представлены сведения о положении 55 субтропических струйных течений в различные сезоны 1955 года на 45° с.

Таблица 1
Положение субтропических струйных течений
на 45° с в различные сезоны

Месяцы	Широты	Число случаев
I	25—36 N	18
V	32—40 .	7
VII	36—47 .	17
X	31—37 .	13

Эти сведения не отличаются полнотой, поскольку число случаев мало. Однако отнюдь не случайно, что ось субтропической струи в январе не переходит за $35—36^{\circ}$ N, а в июле не бывает южнее $37—48^{\circ}$ N.

Внетропические струйные течения над Армянским нагорьем, как правило, менее мощны, но более подвижны. Формируются они обычно в средней полосе и при циклоническом преобразовании высотного деформационного поля над Восточной Европой, перемещаются в район Малой Азии. Нередко они сливаются с субтропическими струями и образуют одно мощное струйное течение с 2—8 осями. При этом ось внетропической струи находится на уровне 8—10 км, т. е. ниже субтропической на 2—3 км. Внетропические высотные фронтальные зоны и связанные с ними струйные течения над нагорьем, чаще всего, наблюдаются в холодную половину года, что объясняется активностью междуширотного обмена и цикло и антициклонической деятельностью.

Для установления географического распределения струйных течений, мы составили карты повторяемости их над северным полушарием для всех сезонов 1956 г. Повторяемость была определена по скоростям ветра, превышающим на уровне 300 мб, 100 км/час в трех градациях, в квадратах с площадью около двух миллионов км² [2].

Здесь мы приводим вырезки из этих карт за два сезона (фиг. 3—6). На них, кроме изолиний повторяемости больших скоростей ветра, выраженных в процентах, приведены сведения о повторяемости скоростей ветра (приведенным к 30 дням) в трех градациях: 100—150, 151—200 и 200 км/час. Сведения эти по вертикали записаны в центре каждого квадрата. Они позволяют судить о повторяемости сильных и слабых струйных течений в различных районах. Кроме того, в центре каждого квадрата изображена роза направлений струйных течений.

На фиг. 3-а представлена карта повторяемости струйных течений за зимний сезон. Не трудно видеть, что наибольшая повторяемость их (65%) зимой приходится на широты $25—25^{\circ}$ N.

Над самым Армянским нагорьем повторяемость ветра со ско-

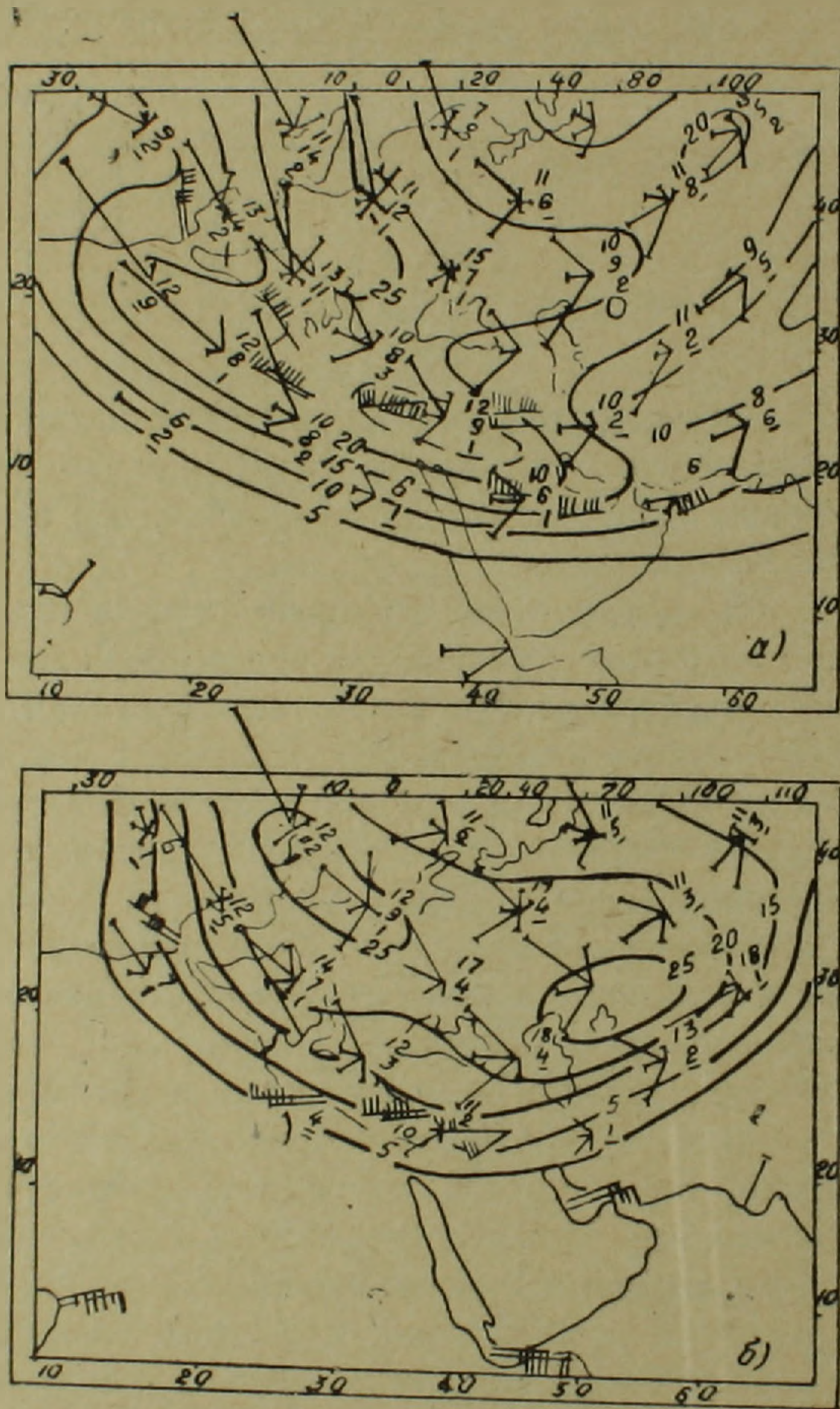
ростями, превышающими 100 км/час, на уровне 300 мб не превышает 50—60%.

Следует однако заметить, что в соответствие с высотой оси струи, поверхность 300 мб лучше отражает повторяемость внетропических и хуже—субтропических струйных течений, поскольку ось последних обычно располагается ближе к уровню 200 мб поверхности. Поэтому, очевидно, повторяемость субтропических струйных течений (южнее 35°) на наших картах несколько занижена. На это указывают данные о средних скоростях ветра южнее 40° N, нанесенных на карты стрелками с оперением. Эти данные заимствованы из работы [3]. На картах повторяемости струйных течений ветер на уровне 300 мб изображен тонкими стрелками, а на уровне 200 мб — жирными стрелками (каждое перо стрелки равно 20 км/час).

Зимой между Средиземным морем и севером Персидского залива средняя скорость ветра на уровне 300 мб достигает 100—140 км/час, а на уровне 200 мб 150—170 км/час. В то же время, над Ереваном средняя максимальная скорость

ветра в верхней тропосфере на уровне 8—10 км, равна лишь 60—70 км/час, что хорошо согласуется с повторяемостью струй. Лишь временами максимум скорости ветра здесь превышает 180—200 км/час.

Десятки резервов струйных течений, как и карта повторяемости струй показали, что субтропические струйные течения зимой почти постоянно находятся южнее Армянского нагорья. Наиболее часто ось этих струй находится в районе между Хаббанией (вблизи Багдада) и Бахрейном. В пределах Армянского нагорья формируются струйные течения внетропического типа, обусловленные меридиональным цикло-



Фиг. 3. Повторяемость максимальных скоростей ветра на уровне 300 мб зимой и летом 1956 г.

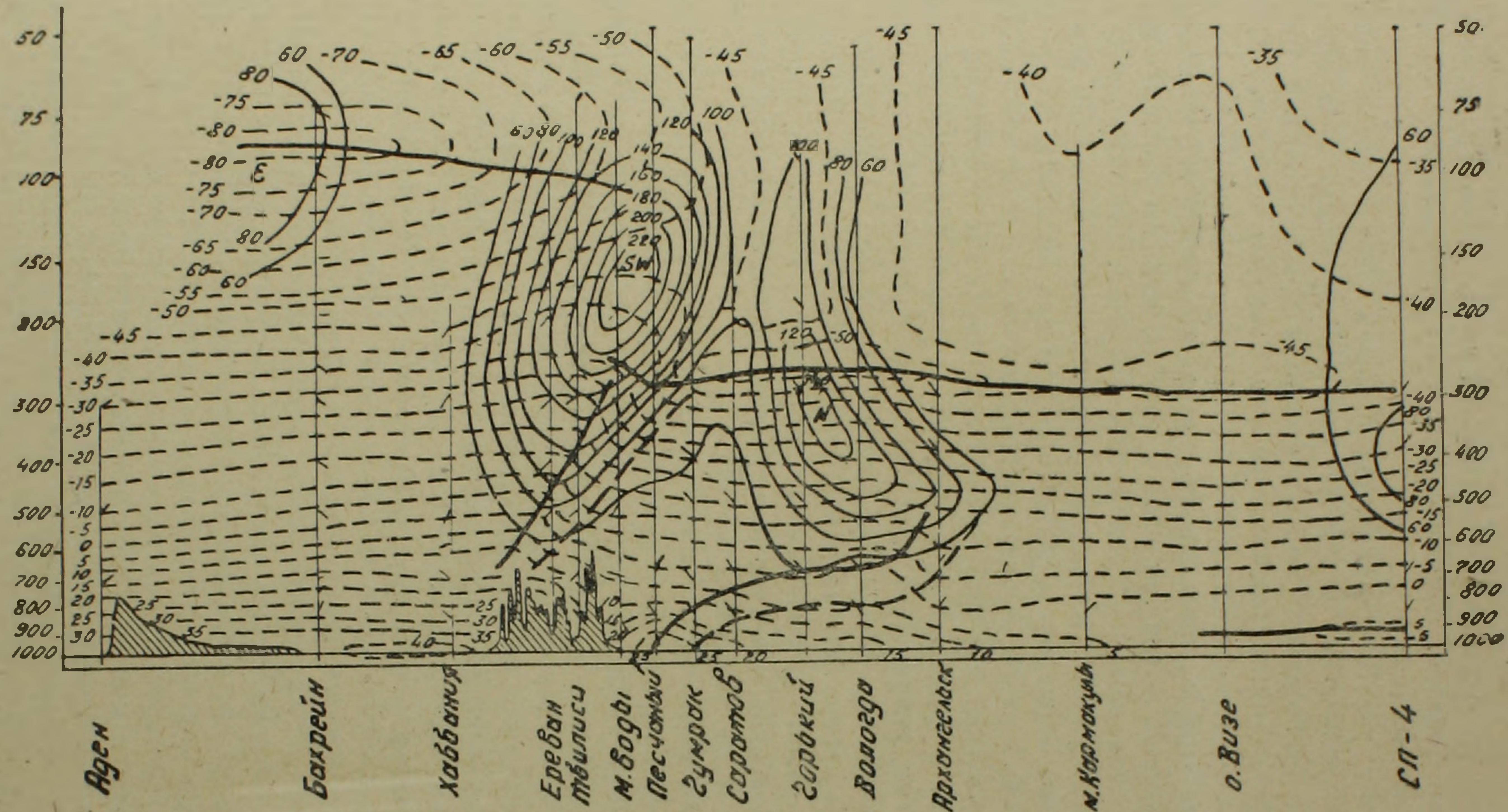
ническим преобразованием термобарического поля тропосферы над Восточной Европой. Направление струйных течений, [фиг. 3] преимущественно западное.

Летом условия циркуляции в нашем районе резко меняются. Зона субтропических струйных течений перемещается к северу на $10-15^\circ$ и располагается над Армянским нагорьем на Кавказе (табл. 1). Карта (фиг. 3-б) показывает, что над Кавказом и соседней Средней Азией повторяемость струйных течений, по сравнению с соседними областями—наибольшая. Увеличение повторяемости над Кавказом, как и над Средней Азией от зимы к лету происходит в связи с перемещением сюда зоны субтропических струйных течений, находящихся зимой над Аравией. Кроме того, относительно реже, чем зимой, но все же при меридиональных преобразованиях высотных деформационных полей, в район Кавказа перемещаются с севера внетропические струи и сливаются с субтропическими струйными течениями. На это указывают и средние скорости ветра на уровне 300 и 200 мб поверхностей. Так, например, в зоне наибольшей повторяемости струй зимой, т. е. между Кипром и Хаббанией средние скорости западного ветра на уровне 300 мб летом уже не превышают $50-100$ км/час, а над Бахрейном преобладающим становится восточное направление ветра. Наоборот, над Ереваном средние скорости максимального ветра возрастают до 80 и более км/час.

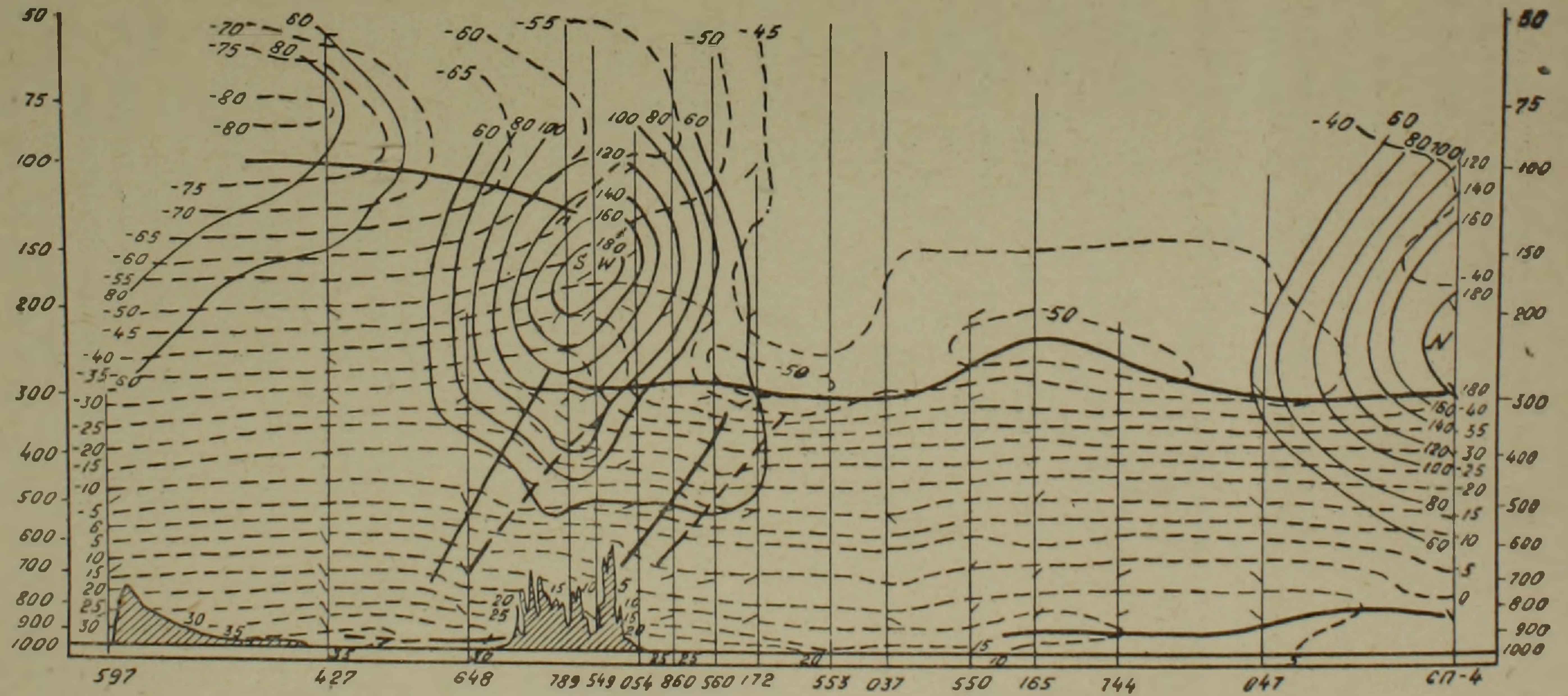
Такое различие в сезонном распределении ветра в рассматриваемом районе, как и в других частях северного полушария, обусловлено радиационными процессами. Зимой линия нулевого радиационного баланса поверхности земли находится вблизи 40° N. Тем самым имеются условия для значительного прогрева воздуха в тропиках и охлаждения его во внетропических широтах. Поэтому над сушей, где прогревание и охлаждение воздуха обусловлено непосредственно сезонными условиями радиационного притока тепла к земной поверхности и турбулентной передачей его воздуху (в тропосфере), в зоне нулевого радиационного баланса зимой создаются большие горизонтальные градиенты температуры и струйные течения [5].

Летом радиационный баланс поверхности земли над всем северным полушарием хотя и положителен, все же, в связи с распределением других составляющих теплового баланса, наибольшее прогревание воздуха происходит в низких широтах, в связи с чем, зона больших горизонтальных контрастов и субтропических струйных течений перемещается к северу, что сезонное распределение температуры воздуха в тропосфере находится в непосредственной зависимости от притока тела от подстилающей поверхности, нами было показано еще в работе [6]. Очевидно, что положения, развитые в указанной работе могут быть привлечены к объяснению межсезонных перемещений зон наибольшей повторяемости струйных течений.

Поскольку зона наибольшей повторяемости струйных течений зимой находится южнее Армянского нагорья, а летом несколько се-



Фиг. 4. Струйное течение над Северным Кавказом вечером 2 июля 1956 г.



Фиг. 5. Струйные течения над Кавказом и Костромой 6 июля 1956 г.

вернее его, то естественно, что в промежуточные сезоны над нагорьем должна иметь место наибольшая повторяемость струй. Весной и осенью над Армянским нагорьем струйные течения наблюдаются чаще, чем в экстремальных сезонах.

Как уже говорилось выше, над Армянским нагорьем зимой преобладают внетропические струи, формирование и усиление которых связаны с вторжением холодного воздуха с севера, обычно через Центральную и Восточную Европу. Весной также преобладают внетропические струйные течения. Лишь летом в связи с общим перемещением высотной фронтальной зоны к северу, над нагорьем преобладают субтропические струйные течения.

Таким образом, основным фактором струеобразования является температура воздуха. Что касается влияния хребтов и, в первую очередь, главного Кавказского хребта, то, очевидно, в возникновении струйных течений они играют ничтожно малую роль.

В подтверждении сказанного обратимся к району северо-восточной Африки востока Средиземного моря. Здесь при совершении отличных физико-географических условиях, струйные течения имеют аналогичные с Армянским нагорьем сезонные изменения. Однако возможно находится близко к истине утверждение К. И. Папинашвили, что Главный Кавказский хребет при определенных условиях оказывает некоторое влияние на направление и скорость струйных течений над Кавказом и Армянским нагорьем.

Кроме межсезонных перемещений струйные течения испытывают и внутрисезонные перемещения.

Струйные течения и фронты. Говоря о различии характеристик между субтропическими и внетропическими струйными течениями, выше мы указали, в частности, на почти постоянное существование первых и меньшую подвижность их внутри сезона. Это послужило поводом для деления струйных течений на фронтальные и нефронтальные. К фронтальным обычно относят внетропические струи, а к нефронтальным, как правило,—субтропические струи. С этим нельзя согласиться, ибо любое струйное течение возникает в результате формирования высотных фронтальных зон, с большими горизонтальными градиентами температуры. Такова природа не только упомянутых струйных течений, но и стратосферных [7], где согласно новым исследованиям фронты отличаются тем же постоянством, как и в тропосфере [8].

Действительно, внутрисезонные перемещения субтропических струйных течений, как и усиление и ослабление их, обязаны междуширотному обмену, сопровождающемуся перемещением фронтов к югу и вхождению их в систему субтропической высотной фронтальной зоны, независимо от того, размыты или хорошо выражены у поверхности земли.

Один из примеров смещения субтропической струи над Кавказом, покажем здесь. На фиг. 4 и 5 изображено вертикальное се-

чение атмосферы до уровня 50 мб (20 км), 2, 6 и 10 июля 1956 года. 2 июля (фиг. 4) ось струйного течения со скоростью 200 км/час была расположена между Минеральными Водами и Песчаным на уровне 160—170 мб. В поле изотерм (пунктирные линии) хорошо выражен тропосферный фронт, с которым связано субтропическое струйное течение.

В соответствии с медленным продвижением фронта к югу, струйное течение также сместилось немного к югу и 6 июля ось струи была обнаружена над Минеральными Водами. В последующие дни этот процесс продолжался и 10 июля ось струйного течения достигла Еревана—Тбилиси.

Как видно, субтропическое струйное течение в течение этой декады сместилось к югу более чем на 400 км. Перемещение было вызвано общими циркуляционными процессами при адвекции холода из средних широт.

В этом процессе интересно и другое. Вторгшийся за холодным фронтом воздух, в слоях близких к поверхности земли, быстро прогревался. При вторжении на Северный Кавказ с 2-го по 10 июля, согласно данным зондирования в пункте Минеральные Воды, похолодание было зарегистрировано не только на высотах, но и у поверхности земли. В Ереване значительное понижение температуры, до 10°, было отмечено во всей тропосфере, и весьма ничтожное—в приземном слое воздуха. Еще южнее, — в Хаббании, при общем понижении температуры воздуха в тропосфере, в нижнем километре не произошло сколько-нибудь заметного изменения температуры. Это хорошо видно на вертикальных разрезах (фиг. 4—5).

С продвижением холодного фронта и связанного с ним струйного течения к югу, естественно, происходила перестройка термобарического поля и поля течений. В связи с этим особенно интересно отметить, что над Хаббанией, куда частично вторглась холодная масса воздуха, ветер на высотах существенно изменился. Так, если 2-го июля ветер над Хаббанией, выше уровня 7 км был юго-восточный, слабый (фиг. 4), то 6 июля (фиг. 5) он стал юго-западным со скоростями до 50 км/час, а 10 июля западный ветер усилился до 80—90 км/час.

Таким образом, вторжение холода с севера в низкие широты сопровождалось понижением температуры на высотах. Но не редко, вследствие прогрева воздуха в слоях, близких к поверхности земли, заметного похолодания здесь не происходит. В этих случаях, влажность удаляется от состояния насыщения и прохождение фронта не сопровождается облакообразованием и выпадением осадков. Широко расположенные горные цепи в достаточной мере этому способствуют. Однако и при отсутствии гор, процесс прогрева воздуха в низких широтах был бы интенсивным, а размывание фронта в нижних слоях воздуха—неизбежным.

Это не является чем то присущим лишь для физико-географи-

Известия XI, 2—5

ческих условий рассматриваемого района. Исследования условий возникновения и перемещения струйных течений над севером Африки—Средиземным морем, Индией—Средней Азией, как и Дальним Востоком показали, что размывание фронта в нижних слоях и устойчивое сохранение контрастов температур на высотах характерно и для этих районов.

Струйное течение и тропопауза. В системе струйных течений тропопауза либо непрерывна, но наклонена, либо претерпевает разрыв. На приведенных здесь вертикальных разрезах в зоне субтропической струи зимой (фиг. 2) тропопауза разорвана, а в зоне северной струи—наклонена.

На приведенных летних примерах субтропических струйных течений фиг. (4—5), тропопауза везде разорвана.

Существуют различные мнения по объяснению причин разрыва тропопаузы. Некоторые исследователи считают, что разрыв тропопаузы типичен для всех видов тропосферных струйных течений, а причиной разрыва считают турбулентность. В частности, по Меррею [9], в начале возникновения струи тропопауза наклонена, затем с усилением струи и турбулентности, тропопауза претерпевает разрыв. В стадии ослабления струйного течения турбулентность тропопаузы восстанавливается.

Нашими исследованиями это положение не подтвердилось. Было установлено, что не зависимо от сезона и местонахождения, в системе субтропических струйных течений тропопауза, как правило, бывает разорвана. Это настолько типично, что даже на средних вертикальных разрезах, построенных разными авторами вдоль различных долгот, тропопауза в низких широтах всегда представляется разорванной [10, 13].

В системе внетропических струйных течений тропопауза наклонена, а разрыв ее происходит лишь в исключительных случаях и то кратковременно.

Чтобы объяснить причины разрыва тропопаузы в системе субтропических струйных течений напомним, что над тропиками тропопауза располагается на высотах 16—18 км, а над средними и высокими широтами на уровне 8—12 км. Следовательно, в месте разрыва, в системе субтропической высотной фронтальной зоны и связанного с ней струйного течения, разность высот тропопаузы в теплой и холодной частях зоны достигает в среднем 6—8 км.

Разность высот расположения тропопаузы в тропиках, с одной стороны, и в средних и высоких широтах—с другой, объясняется главным образом условиями радиационного режима в низких и внетропических широтах. Однако при отсутствии циркуляции атмосферы и макротурбулентного обмена, несмотря на разность высоты, тропопауза в переходной зоне была бы наклонена. В действительности, вследствие междуширотного обмена, в низкие широты непрерывно вторгаются относительно холодные массы воздуха, с низко расположен-

ной тропопаузой, где соприкасаются с теплым воздухом тропиков и субтропиков, с высоко расположенной тропопаузой. В образующейся субтропической высотной фронтальной зоне низкая полярная тропопауза как бы вклинивается под высокую тропическую и непрерывность тропопаузы нарушается. Разрыву тропопаузы содействует турбулентность, которая особенно усиливается вместе с усилением струйного течения. Иначе говоря, турбулентность очевидно способствует разрыву тропопаузы, но не является основной причиной его.

Во внетропических широтах разрыв тропопаузы очевидно происходит лишь в тех случаях, когда разность высот сближающихся тропопауз является значительной и, в усиливающейся высотной фронтальной зоне, величины контраста температур становятся экстремально высокими. В системе высотных фронтальных зон средней интенсивности, тропопауза обычно остается наклоненной и не претерпевает разрыва.

При повторных вторжениях холодных масс воздуха, в системе высотных фронтальных зон и струйных течений образуются и промежуточные тропопаузы, которые не отличаются большой устойчивостью. Очевидно поэтому слоистость тропопаузы характерна для высотных фронтальных зон.

Струйные течения и погода. В системе высотных фронтальных зон и струйных течений, процессы вызывающие изменения погоды происходят наиболее интенсивно. Поэтому предпринято много попыток установить связь между струйными течениями и погодой. Однако успехи в этой области пока-что скромны. Объясняется это тем, что струйные течения бывают в системе, как циклона, так и антициклона и располагаются различно, в разных стадиях из развития. При наличии струйного течения любой интенсивности, ветер у поверхности земли под струей может быть как сильным, так и слабым любого направления.

Здесь мы ограничимся рассмотрением особенностей распределения ветра на высотах и в приземном слое над Ереваном и Хаббанией в первой половине июля 1956 и январе 1957 гг. В соответствии с распределением температуры в тропосфере и характером циркуляции воздуха, вне слоя трения до уровня 3—4 км, летом над Ереваном преобладают слабые восточные и южные ветры, которые с высотой усиливаясь меняют направление на юго-западное.

Распределение ветра показывает, что струйные течения над Армянским нагорьем летом определяются исключительно термическим ветром. Изменения погоды (обычно ухудшение) бывают при резких усилениях струйных течений, поскольку оба процесса обусловлены обострением высотной фронтальной зоны.

В период с 1 по 15 июля 1956 г. не было мощных преобразований термобарического поля и обусловленных ими похолоданий, с выпадением обычных для лета ливневых осадков. Поэтому максимальные скорости ветра над Ереваном, в системе субтропического струй-

ного течения не претерпевали существенных изменений. В соответствии с этим ветер в приземном слое воздуха не испытывал почти никаких изменений. Здесь следует заметить, что и температура воздуха у поверхности земли не испытывала колебаний, поскольку юго-восточным потоком в слоях, близких к поверхности земли притекал прогретый воздух с севера Ирана.

Тоже относится и к зиме. При любых направлениях слабых ветров вблизи поверхности земли, на высотах преобладали относительно сильные ветры западных румбов. Слабые ветры у поверхности земли в известной степени обязаны горному характеру рельефа. Как следствие слабых ветров и условий рельефа, температура в приземном слое воздуха подвергалась малым изменениям. В частности, в течение 1—15 января 1957 г. максимальные температуры в Ереване оставались ниже -5° , а минимальные — ниже -10° , хотя на высотах максимальные скорости ветра, как видно из графика, претерпевали заметные изменения. Однако в течение этого периода наблюдались лишь случаи слабого меридионального преобразования высотного поля, которые не привели к существенным изменениям приземного барического поля и ветра. Вместе с тем, происшедшие небольшие изменения ветра на высотах сопровождалось в отдельные дни выпадением обильных для зимы осадков. В частности 5—7 января суточное количество фронтальных осадков достигало 2—5 мм.

Котловинный характер Араратской долины во многом содействовал сохранению почти в течение всей зимы низких температур в приземном слое воздуха. Даже на уровне 700 мб (3 км) изменению подвергались как скорость, так и направление ветра, а в приземном слое воздуха в течение всего периода ветры оставались преимущественно восточными, слабые до штилевых.

Благодаря слабым приземным ветрам, в данных условиях рельефа повышение температуры в средней и верхней тропосфере почти не сказалось у поверхности земли. Судя по данным зондирования в Ереване, на высотах 3—7 км, температура воздуха с 3-го по 9-е января повысилась на $10-12^{\circ}$. В то же время, температура воздуха у поверхности земли изменялась независимо от изменений температуры в свободной атмосфере. Для сопоставления хода температуры на высотах и у земли, в таблице 2 приведены соответствующие данные. Если на высотах изменения температуры были связаны с адвекцией теплого или холодного воздуха, то у земли колебания температуры были обусловлены преимущественно радиационными условиями.

Несколько иной характер носил режим ветра южнее Армянского нагорья. В частности, над Хаббанией 1—15 июля ветры на всех высотах были преимущественно слабые. Но в связи со слабыми преобразованиями термобарического поля тропосферы над Европой и Передней Азией, небольшим изменениям подвергались не только ско-

Таблица 2

Изменения температуры на уровне изобарической поверхности 500 мб (5 км)
и у поверхности земли в Ереване с 1 по 15 января 1957 г.

Числа месяца	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Температура на уровне 500 мб	—30	—	—34	—29	—25	—27	—28	—22	—23	—28	—22	—26	—28	—26	—24
Температура у поверхн. max	— 6	— 6	—10	—11	— 9	— 6	— 5	— 7	— 7	—11	—13	—	—14	—26	— 6
Земли в °C min	—10	—15	—15	—20	—12	—10	—10	—18	—17	—16	—22	—	—	—21	—13

рости, но и направление ветра. Слабые ветры над Хаббанией летом вызваны северным положением субтропической высотной фронтальной зоны.

Зимой наоборот, над Хаббанией почти постоянно находится северная периферия субтропического струйного течения с сильными ветрами. На уровнях 300 и 200 мб, скорости западного ветра в большинстве случаев превышали 200 км/час. В то же время до высоты 1,5—2,0 км преобладали слабые ветры. Здесь, как и над Армянским нагорьем, усиление ветра в приземном слое воздуха, как и резкие изменения погоды связаны с интенсивными меридиональными преобразованиями высотных полей температуры и давления. В течение двух рассмотренных периодов лета и зимы меридиональные преобразования были не настолько интенсивны, чтобы вызвать резкие изменения погоды.

Армянское географическое общество

Поступила 16. X. 1957 г.

Խ. Պ. ՊՈՂՈՍՅԱՆ

ՕԴԱՇԻԹԱՅԻՆ ՀՈՍԱՆՔՆԵՐԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼԵՌՆԱՇԽԱՐՀՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայկական լեռնաշխարհի և հարևան շրջանների վրա հայտնաբերվել է երկու տեսակի օդաշիթային հոսանքներ՝ Մերձարևադարձային և ոչ Մերձարևադարձային:

Ձմեռը օդաշիթային հոսանքները ձևավորվում են Հայկական լեռնաշխարհից հարավ հյուսիսային լայնություն 25—35° շրջանում, իսկ ամառը հենց լեռնաշխարհի վրա (36—47° հյուսիս. լայնություն): Ուժեղ քամիների այդպիսի տեղաբաշխումը, այդ շրջանում, ինչպես նաև երկրի Մերձարևադարձային գոտու մնացած մասերում պայմանավորված է ռադիացիոն պայմաններով: Ոչ Մերձարևադարձային բարեխառն օդաշիթային հոսանքները, որպես օրենք, Հայկական լեռնաշխարհի վրա փոքր հզորություն ունեն, սակայն ավելի շարժական են: Տեղափոխվելով միջին լայնություններից նրանք այստեղ ձուլվում են Մերձարևադարձային շիթերի հետ առաջացնելով երկուսից երեք առանցք ունեցող մեկ հզոր օդաշիթային հոսանք: Ըստ որում ոչ արևադարձային շի-

թերի առանցքը գտնվում է 8—10 կմ բարձրության վրա, իսկ Մերձարևադարձայինը՝ 10—13 կմ:

Չմհոր քամու միջին առավելագույն արագությունը 9 կմ բարձրության վրա հասնում է 100—140 կմ/ժամ, իսկ 12 կմ բարձրության վրա՝ 150—170 կմ/ժամ:

Քամու միջին արագությունը Երևանի վրա շիթի հյուսիսային ծալրամասում հասնում է 60—70 կմ/ժամի, երբեմն միայն առավելագույն արագությունը այդտեղ գերազանցում է 180—200 կմ/ժամ:

Բացի վերոհիշյալից հոդվածում քննության է առնվում օդաշիթային հոսանքների հետ կապված որոշ հարցեր, ինչպես օրինակ, տրոպապատգային բնույթը արևադարձային և ոչ արևադարձային շիթերի շրջանում, մթնոլորտային ճակատների տարալուծումը Մերձարևադարձներում և այլն:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Погосян X. П. Высотные фронтальные зоны и струйные течения в атмосфере, Метеорология и Гидрология, № 7, 1957.
2. Погосян П. X. Особенности распределения повторяемости струйных течений над северным полушарием. Метеорология и Гидрология, № 9, 1957.
3. Gelehrig M. A. Winds between 300 and 100 mb in the Tropics and Subtropics Met. Rep., Met. off. 1955, № 2, № 16.
4. Будыко М. И. (ред.) Тепловой баланс поверхности земли. Гидрометеониздат, 1956.
5. Усманов Р. Ф. О причинах формирования планетарной фронтальной зоны и субтропической полосы высокого давления. Метеорология и Гидрология, № 3, 1953.
6. Погосян X. П. Сезонные колебания общей циркуляции атмосферы. Труды ЦИП, вып. (28), 1946.
7. Kochanski A. and Wasco P. Mean wind flow of the 50 and 25 mb levels. BAMS, № 2, 1956.
8. Зубян Г. Д. Синоптико-аэрологическое исследование атмосферных фронтов. Гидрометеониздат, 1955.
9. Murray P. Jet stream over the British Isles during June 4—18, 1951 Mem. Mag., v. 82, № 971, 1953.
10. Tu Chen-Jeh. The circulation in the Upper Troposphere over China in the winter 1945—1946. Tellus, VIII, 1950, № 2, № 3.
11. Palmen E. and Newton C. W. A study of the mean wind and temperature distribution in the vicinity of the polar front in winter. Journ. of Met., v. 5, № 5, 1948.
12. Koteswaram P. and Parthasarathy S. The mean jet stream over India in the pre-monsoon and post monsoon seasons and vertical motions associated with sub-tropical jet stream. Ind J. M. geoph. vol. 5, № 3, 1953.
13. Kochanski A. Cross-sections of the mean zonal flow and temperature along 80° W. Journ. of Met. vol. 12, № 2, 1955.

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

К. И. КАРАПЕТЯН

МИКРОБОМБЫ ВУЛКАНА ДАЛИ-ТАПА

Вулкан Дали-тапа находится в верховьях реки Гергер, в 4 км западнее села Кармрашен, Азизбековского района Армянской ССР и представляет из себя типичный шлаковый конус с хорошо сохранившимся кратером, расположенный на обширном плато андезито-базальтовых лав. Дали-тапа считается одним из наиболее молодых вулканических центров Армении, возникшим в голоценовое время.

В июле 1956 года, при изучении вулкана, автором была сделана интересная находка.

На восточном склоне кратерной воронки были найдены вулканические бомбы небольших, микроскопических размеров, порядка 1,5—4 мм (фиг. 1). Следует отметить, что бомбы таких размеров если и из-



Фиг. 1.

вестны, то во всяком случае не описаны. Описанные же до сего времени, так называемые, „миниатюрные бомбы“ (1—2 см) по размерам значительно превышают наши и для новейших вулканических центров Даралагеца не являются редкостью.

Упомянутые образования были обнаружены в нижней части обломочной толщи, сложенной из шлаков, лапилли и бомб, сцементированных агглютинатизированным рыхлым веществом кирпично-красного цвета. Бомбы различных типов: от дискоидальных до крученых с „хлебной коркой“. Некоторые из них (чаще всего веретенообраз-

ные) достигают 1—1,5 метра по длинной оси. Толща выявляется в виде мощной „оплывины“ параболического очертания в плане, опускающейся по восточному склону кратера. Агглютинатовая толща падает совершенно согласно со склоном, имеющим крутизну 30—35°. Мощность толщи колеблется в пределах 1—1,5 м.

Описываемые вулканические бомбы представляют из себя лимоно-и веретенообразные, удлиненные тела вращения, типичные для андезито-базальтовых шлаковых концов. Бомбы чаще всего с гладкой или отслоенной посередине поверхностью, более или менее субпараллельной длинной оси. Поверхностная оболочка закаленная, более плотная, чем богатая порами внутренняя полость.

Слагающий материал представлен бурой или кирпично-красной тонкозернистой лавой, нацело лишенной каких-либо вкрапленников. Под микроскопом это стекловатая масса, характеризующаяся значительным развитием микролитов плагиоклаза, игольчатого габитуса и подчиненным количеством зернышек клинопироксена.

Вся масса породы испещрена тонкой сыпью мелких (до 10 μ) иноморфных кристалликов рудного минерала. Наиболее доступными для более или менее точного исследования оказались микролиты плагиоклаза.

Состав был определен измерением углов погасания в сечении $\perp [100]$ с использованием кривой Терча.

Состав плагиоклаза в среднем (из 10 измерений) отвечает 48—50% Ап. Бомбы были подвергнуты химическому анализу*. Химический состав и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому приводятся ниже.

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	—H ₂ O	Сумма
54,29	0,83	14,27	11,09	0,62	0,12	8,55	5,35	3,10	1,29	0,34	0,20	100,03

a	c	b	s	c ¹	f ¹	m ¹	n	t	γ	Q	a/c
8,6	5,1	24,1	63,2	21,3	41,3	37,4	78,1	1,1	38,9	+3,1	1,7

Интересно, что химический состав бомб мало отличается от химических составов лав, шлаков и песков Дали-тапа. Очень интересным является механизм образования бомб, который пока еще не совсем ясен.

Образовались ли бомбы в результате выбросов по всей полости кратера или в результате деятельности отдельной бокки, расположен-

* Анализ произведен в лаборатории ИГН АН Армянской ССР аналитиком А. Петросян.

ной на склоне кратерной воронки—сказать трудно, тем более, что последний „задернован“ упомянутым выше агглютинатовым потоком.

Условия образования микробомб представляются нам следующим образом. В период извержения вулкана, к которому было приурочено формирование микробомб, над жерлом вулкана, в пределах кратерной воронки, возникла чрезвычайно высокая температура, которая и явилась исключительно благоприятным фактором, определившим возможность образования рассматриваемых бомб. Подброшенные небольшие комочки лавы, получившие по тем или иным причинам вращательное движение, несмотря на довольно большую вязкость оформились в вулканические микробомбы. Высота полета бомбочек очевидна не превышала глубину кратера (расстояние между современным дном и его гребнем, по вертикали, составляет 100 м) и уровень лавовой колонны вряд ли подымался выше отметки современного дна кратера.

В пользу этого предположения говорит и тот факт, что лавы Дали-тапа изливались из под основания конуса с западной стороны, и наиболее молодой поток эффузивной лавы, в своей устьевой части находится примерно на том же уровне, что и современное дно кратера.

В иных условиях возникновение таких маленьких бомб трудно представляется. Однако, при всем этом, сделанные небольшие заключения являются только предположительными.

Тем не менее, факт образования таких бомб является далеко небезынтересным. Совместное нахождение шлаков, спумолитов, глыбовых эффузивных лав, бомб различных типов и размеров, агглютинативных потоков, при почти тождественных химических и минералогических составах, говорит о резких колебаниях теплового и газового режимов в период эруптивной жизни вулкана.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 28 XII 1957

Կ. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ԴԱԼԻ-ԹԱՓԱ ՀՐԱՅՈՒՆԻ ՄԻԿՐՈՌՈՒՄԲԵՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում նկարագրվում են 1956 թվականին Դալի-Թափա հրաբուխում հայտնաբերված ունիկալ հրաբխային ուժմբերը:

Նշված հրաբուխը գտնվում է Ազիզբեկովի շրջանի Կարմրաշեն գյուղի շրջակայքում և իրենից ներկայացնում է տիպիկ շլակային կոն:

Ուժմբերն ունեն միկրոսկոպիկ չափսեր (1—4 մմ) և իրենցից ներկայացնում են կիտրոնաձև և իլիկաձև պտտման լավային մարմիններ:

Հետաքրքիր է, որ մինչև օրս այդ չափսի ուժմբեր ընդհանրապես

հայտնի չեն եղել: Ըստ քիմիական և միներալոգիական կազմութիւնն նրանց բաղադրող նյութը համապատասխանում է անդեզիտո-բազալտներին:

Վերոհիշյալ ոււմբերը գտնվում են ագլյուտինատային հոսքի ստորին ժառու, որով ծածկված է խառնարանի արևելյան լանջը:

Ռումբերի առաջացման պայմանները պատկերացվում են հետևյալ կերպ:

Հրաբուխի ժայթքման ժամանակ խառնարանի ձագարում, ըստ երևույթին, առաջացել է արտակարգ բարձր ջերմաստիճան, որը և հանդիսացել է բարենպաստ միջավայր ոււմբերի ձևավորման համար: Վերնետված լավային գնդիկները, ունենալով բավականին բարձր մածուցիկութուն, այնուամենայնիվ առաջացրել են նկարագրված միկրո-ոււմբերը: Ռումբերի նեւման բարձրութունն ըստ երևույթին չի գերազանցել խառնարանի խորութունը և լավան չի բարձրացել ավելի վեր, քան ներկայիս խառնարանի հատակն է:

Ռումբերի առաջացման համար այլ պայմաններ պատկերացնել դժվար է:

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

Ю. А. ЛЕЙЕ

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА
РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД КАФАНСКОГО МЕДНО-ПОЛИМЕ-
ТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В 1955—56 гг. на Кафанском месторождении, параллельно с геологической съемкой, была проведена металлометрическая съемка по коренным породам. Эта работа позволила, помимо установления закономерностей в распространении меди и полиметаллов, определить ряд ранее неизвестных для месторождения элементов и установить их связь с определенными типами пород.

Всего отобрано и проанализировано около 3500 проб. Спектральные анализы с целью определения полезных компонентов в пробе проводились в лаборатории спектрального анализа Кавказского Института минерального сырья с помощью автоколлимационного спектрографа большой дисперсии КС—55, и в меньшем количестве в спектральной лаборатории Грузинского Геологического управления.

Для сопоставления нами было проанализировано также некоторое количество проб, отобранных из пород Цавского интрузивного массива. Кроме того, в настоящей статье, с целью сравнения, используются имеющиеся спектральные анализы (более 200) рудовмещающих пород Каджаранского медно-молибденового месторождения.

Пробы, как отмечалось выше, отбирались по коренным породам непосредственно с поверхности и подвергались спектральному анализу. В этих пробах определялось содержание 34 элементов, а именно: кремния, алюминия, магния, кальция, железа, марганца, никеля, кобальта, титана, ванадия, хрома, молибдена, вольфрама, циркония, гафния, ниобия, тантала, меди, свинца, серебра, сурьмы, висмута, мышьяка, цинка, кадмия, олова, германия, галлия, индия, иттербия, иттрия, лантана, цербия и натрия.

Многие из перечисленных элементов не были обнаружены ни в одной пробе (W, Hf, Nb, Ta, Cd, Sn, Je, Jn, V, La, Ce)*, в то время как другие (Si, Al, Mg, Fe, Na, Ca, Mn), входя в состав главных породообразующих минералов, были отмечены во всех без исключе-

* Данные о спектральном анализе рудных проб и минералов в настоящей статье не приводятся.

ния породах в больших и постоянных количествах и поэтому анализ их не представляет интереса.

Никель и кобальт (Ni, Co), в незначительных количествах отмечены только в более основных породах Кафана—в эпидотизированных брекчиевидных порфиритах нижней юры.

Титан (Ti)—является весьма характерным элементом для рудовмещающих пород Кафана и присутствует в них постоянно в количествах до 1‰.

Пониженное содержание титана отмечается только в кварцевых порфиритах и гидротермально измененных породах.

Ванадий (V)—как и титан присутствует постоянно во всех разновидностях кафанских пород в количествах 0,1—0,01‰. В распространении ванадия наблюдается следующая закономерность: пониженное содержание ванадия (0,01) характерно для нижнеюрских эпидотизированных порфиритов, для кварцевых (барабатурских) порфиритов, для диабазовых даек близширотного простирания, для верхнеюрских диабазовых порфиритов, а также для сильно гидротермально измененных пород.

Высокие содержания (порядка 0,1‰) ванадия характерны для более основных эффузивов средней юры.

Хром (Cr), как правило, в породах, слагающих Кафанское рудное поле, не присутствует. Незначительное количество его отмечается только в авгитовых порфиритах нижней(?) юры, диабазовых порфиритах средней юры и в четвертичных андезито-базальтах.

Среди интрузивных пород присутствие хрома наблюдается в габбро-диабазовых, диоритовых порфиритах и диабазовых дайках СВ и близмеридионального простирания (т. е. в меловых интрузиях и связанных с ними дайках).

Молибден (Mo) обычно совершенно отсутствует в породах Кафанского месторождения.

Из всего количества проанализированных проб (более 3500) только в 22 были зафиксированы следы молибдена.

Цирконий (Zr) в рудовмещающих породах кафанского месторождения обычно отсутствует. В тысячных долях ‰ цирконий отмечен в интрузивных кварцевых порфирах и альбитофирах, в эффузивных кварцевых порфирах, а также в кварцплагиоклазовых порфиритах (J₂) участка Норашиеник и некоторых гальках верхнеюрских туфоконгломератов.

Медь (Cu) в тех или иных количествах содержится во всех породах Кафанского месторождения.

В настоящей статье, не останавливаясь на анализе выявленных в результате съемки аномалий, мы отметим только отношение меди к различным породам и некоторые общие закономерности в ее размещении на Кафанском месторождении.

Прежде всего следует указать на резко заниженное содержание и чрезвычайно равномерное распространение меди в породах верхней

юры. Это положение, по нашему мнению, лишний раз поддерживает правильность мнения о доверхнеюрском возрасте оруденения в Кафанском месторождении.

В породах нижней и средней юры содержание меди колеблется в пределах от 0,001 до 1 и более ‰. Анализ участков с повышенным содержанием меди позволяет разделить Кафанское месторождение на две части: западную с медным оруденением и восточную с присущим ей полиметаллическим оруденением. Кроме того, расположение аномальных участков подтверждает мнение о том, что в локализации оруденения на Кафанском месторождении литологический состав вмещающих пород не играл сколько-нибудь существенной роли. Главная роль в контроле оруденения принадлежит пликативным и дизъюнктивным нарушениям.

Интересно отметить резко пониженное (относительно других разновидностей пород) содержание меди в микродиоритах и габбро-диабазам, т. е. в меловых интрузивах Кафана.

Свинец (Pb) в большинстве проб, отобранных на Кафанском месторождении, практически не установлен. Можно уверенно говорить о том, что свинец, в отличие от меди, приурочен в основном к кварцевым (барабатумским) порфирирам (распространенным в восточной части рудного поля), вернее к их гидротермально измененным разностям, а также гидротермально измененным породам верхней осадочной серии.

Цинк (Zn), в породах Кафанского месторождения обычно отмечается в тех же пробах, что и свинец, повсеместно сопровождая последний.

Серебро (Ag) — отмечается очень редко среди пород Кафанского месторождения. Обычно оно связано с сильно гидротермально измененными породами и в большинстве случаев отмечается совместно со свинцом.

Сурьма (Sb). В кафанских породах обнаружена в единичных пробах, отобранных из гидротермально измененных кварцевых порфиритов.

Висмут (Bi) — из рудовмещающих пород Кафанского месторождения „незначительные следы“ висмута отмечаются только в отдельных пробах, отобранных из плагиоклазовых порфиритов нижней юры и кварцевых (барабатумских) порфиритов.

Мышьяк (As) — отмечен в единичных пробах, отобранных из гидротермально измененных кварцевых порфиритов. Обычно ассоциирует со свинцом и серебром.

Галлий (Ja) — постоянно присутствует во всех породах Кафанского месторождения в количествах до 0,01‰. Он отсутствует только в сильно гидротермально измененных разностях, что указывает на его выщелачивание гидротермальными растворами.

Несколько повышенное содержание галлия отмечается в верхнеюрских диабазовых порфиритах.

Иттербий (γb) — как и галлий отмечается во всех разновидностях пород Кафанского месторождения, отсутствуя только в сильно гидротермально измененных разностях.

Сопоставляя результаты анализов Кафанских пород с анализами пород Каджаранского медно-молибденового месторождения и Цавского массива, можно отметить следующие различия и сходства между ними.

1. В противоположность породам Кафана, в рудовмещающих породах Каджаранского месторождения, в частности, в гранодиоритах, постоянно отмечаются тысячные доли ‰ гафния, ниобия и тантала, а вольфрам, кроме гранодиоритов, содержится также и в порфиритах.

2. Титан, являясь весьма характерным элементом для Кафанского месторождения, в породах Каджарана хотя и присутствует постоянно, но в значительно меньших количествах.

3. В противоположность породам Кафанского рудного поля такие элементы, как молибден, цирконий и свинец в тех или иных количествах отмечаются во всех без исключения породах Каджаранского месторождения.

4. Серебро, сурьма, висмут полностью отсутствуют во всех породах Каджарана, а мышьяк и иттербий отмечаются, соответственно, только в гранодиоритах.

С другой стороны, меловые интрузивные породы Кафанского месторождения и породы Цавского массива характеризуются рядом общих черт, которые особенно сильно проявляются в постоянном и одинаковом содержании ванадия и хрома, в резко пониженном содержании меди и в полном отсутствии свинца, цинка и серебра.

Анализируя данные, полученные в результате массовых спектральных анализов рудовмещающих пород Кафанского месторождения и сопоставляя их с данными спектральных анализов рудовмещающих пород Кафанского месторождения и Цавского интрузивного массива, можно прийти к следующим выводам.

1. В отношении медного и полиметаллического оруденения на Кафанском месторождении проведенные работы подтвердили их пространственную разобщенность и тесную связь с тектоническими (пликативными) структурами. С другой стороны, эти работы еще раз показали, что в локализации оруденения литологический состав вмещающих пород не играл существенной роли.

2. Проведенными работами установлено присутствие во вмещающих породах Кафанского месторождения ряда ранее неизвестных для него элементов (галлий, иттербий, никель, кобальт, цирконий, висмут) и повышенное содержание титана и ванадия.

3. Практически полное отсутствие молибдена, гафния, ниобия, тантала и вольфрама во всех породах Кафанского месторождения и, с другой стороны, отсутствие серебра, сурьмы, висмута в породах Каджаранского месторождения, а также различие в поведении таких элементов, как цирконий и иттербий, указывает на отсутствие гене-

тической связи Кафанского месторождения с Конгур-Алангезским массивом в целом, как источником рудообразования.

4. Близкий металлогенический и петрохимический характер пород Цавского интрузивного массива и Кафанских интрузивов габбро-диабазового и микродиоритового состава свидетельствует о их генетической связи.

5. Отсутствие меди, цинка и свинца в габбро-диабазе и микродиоритах Кафана, а также в породах Цавского интрузивного массива свидетельствует о их пострудном возрасте.

Армянское Геологическое Управление

Поступила 16. XII. 1957.

ՅՈՒ. Ա. Լ Ե Յ Ե

ՂԱՓԱՆԻ ՊՂԻՆՁ-ՔԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՊԱՐՈՒՆԱԿՈՂ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՍՊԵԿՏՐԱԿԱՆ ԱՆԱԼԻԶԻ ՄԻ ՔԱՆԻ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

1955 — 56 թթ. ընթացքում Ղափանի հանքավայրի տերիտորիայում, երկրաբանական մանրամասն հանույթի հետ միաժամանակ անց է կացվել մալր ապարների մետալոգենետիկական հանույթ, որի համար վերցվել և անալիզի է ենթարկվել մոտ 3500 քարանմուշ:

Հետազոտության արդյունքները համեմատվել են հարևան՝ Քաջարանի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրի և Ծավի ինտրուզիվ մասսիվի հետ: Ստացված հիմնական եզրակացությունները հետևյալներն են՝

1. Կատարված աշխատանքները հաստատեցին Ղափանի պղինձային և բազմամետաղային հանքավայրի աարածական մասնատվածությունը և նրանց սերտ կապը տեկտոնական ստրուկտուրաների հետ: Մյուս մոդմից, այս աշխատանքները ցույց տվեցին նաև, որ հանքավայրի կենտրոնացման գործում (локализация) պարունակող ապարների լիթոլոգիական կազմը զգալի դեր չի խաղացել:

2. Կատարված աշխատանքները Ղափանի հանքավայրի պարունակող ապարներում ի հայտ են բերել նախկինում ոչ հայտնի մի շարք էլեմենտների ներկայությունը՝ գալիում, իտտերբիում, նիկել, կոբալտ, ցիրկոնիում, բիսմութ, ինչպես նաև տիտանի ու վանադիումի բարձրացված քանակություն:

3. Մոլիբդենի, հաֆնիումի, նիոբիումի, տանտալի և վոլֆրամի լրիվ բացակայությունը Ղափանի հանքավայրի ապարներում մի կողմից և արծաթի, ծարիրի, բիսմութի բացակայությունը Քաջարանի ապարներում մյուս կողմից, ինչպես նաև ցիրկոնի և իտտերբիումի վարքի տարբերությունները, ցույց են տալիս, որ Ղափանի հանքավայրը գենետիկորեն կապված չի Կոնգուր-Ալանգյոզի ինտրուզիվ մասսիվի հետ:

4. Ծավի ինտրուզիայի և Ղափանի գաբրո-դիարազային և միկրոդիորիտային ինտրուզիաների ապարների մետալոգենետիկական և պետրոքիմիական նմանությունը ապացույց է նրանց ընդհանուր գենետիկական կապի:

5. Պղնձի, ցինկի, կապարի բացակայությունը Ղափանի գաբրո-դիարազներում և միկրոդիորիտներում, ինչպես նաև Ծավի ինտրուզիվ ապարներում ցույց է տալիս այդ գոյացումների հետհանքային հասակը:

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

Н. И. КИРИЧЕНКО

К ВОПРОСУ О КАРБОНАТНЫХ И ГИПСОВЫХ КОНКРЕЦИЯХ
В ЛЕССОВЫХ ПОРОДАХ

Известно, что в лёссовых породах содержатся карбонатные и гипсовые конкреции. Однако степень изученности их небольшая, несмотря на то, что с ними связано много вопросов геологии лёссовых пород.

При изучении саксаганского лёсса, мощностью в среднем 8—10 м и подстилающих его лёссовидных суглинков мощностью в среднем 10 м, (фиг. 1), а также разданских лёссовидных суглинков подмечено, что морфология, химический состав конкреций и общая карбонатизация лёссовых пород несут на себе следы условий образования и гипергенеза этих пород.

Карбонатные конкреции в саксаганском лёссе обычно представлены журавчиками, дутиками, „бобовиками“ и т. п. образованиями, залегающими чаще всего на глубине 1—4 м. Располагаются они преимущественно по трещинам и макропорам, часто имеют продолговатую форму, длинная ось их чаще всего вертикальная.

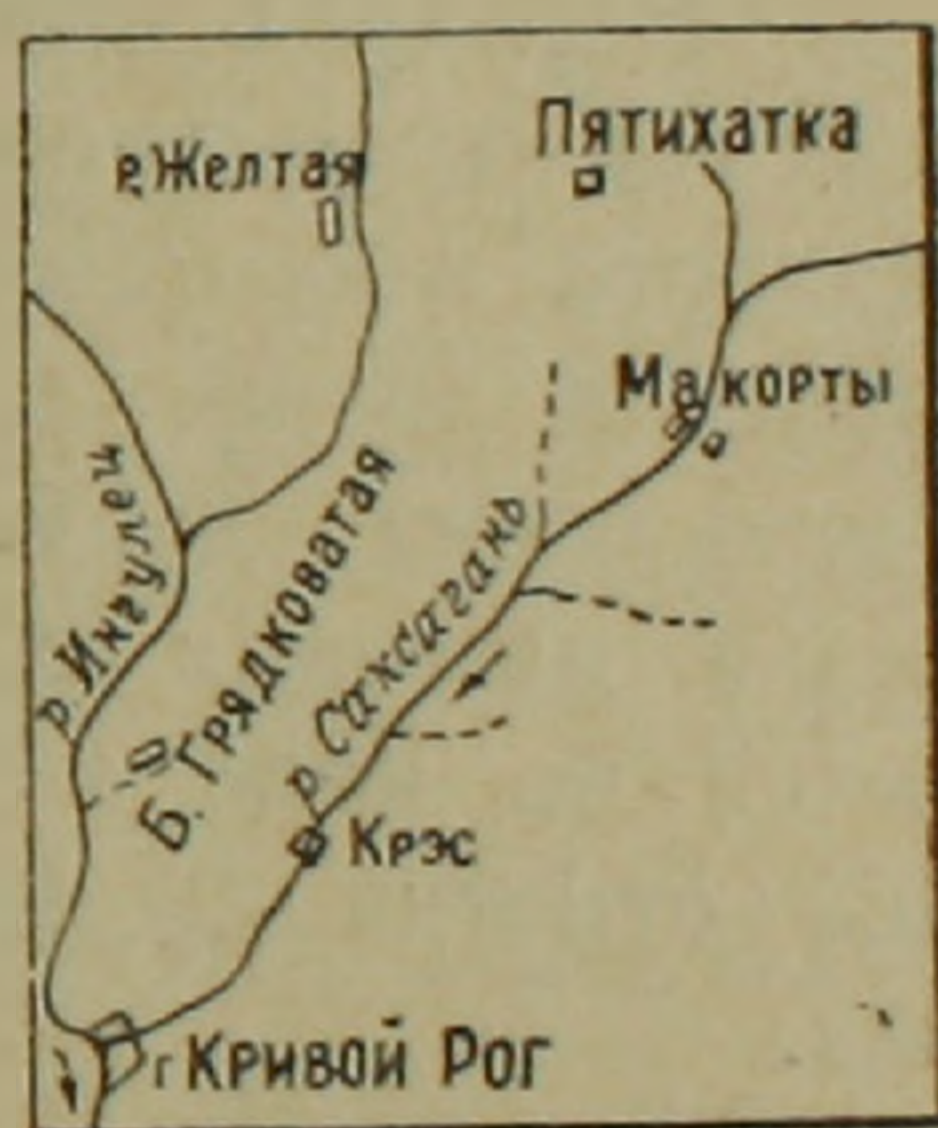
Размер конкреций обычно до 1—3—5 мм, нередко до 8—10 мм в поперечнике. Конкреции более 10 мм встречаются редко, притом на больших глубинах, чем указано выше. Встречаются сросшиеся конкреции в виде „четок“ длиной до 15—20 иногда до 30—40 мм.

На глубине 0,5—1,5 м от поверхности лёссовой толщи встречается лёсс светлосерого цвета за счет большого количества в нем „карбонатной муки“ и мелких конкреций размером до 0,5—1,0 мм — „белоглазка“.

В верхней части лёссовой толщи по трещинам заметны подтеки бело-мучнистой карбонатной массы, как результат инфильтрации атмосферных осадков, сезонного изменения влажности лёссовых образований и гипергенных процессов. Указанное свидетельствует о эпигенетическом образовании „белоглазки“ и других карбонатных конкреций.

Количество углесолей в верхней части лёссовой толщи значительно больше, чем во всей нижележащей толще лёссовидных суглинков.

Известия XI, 2—6



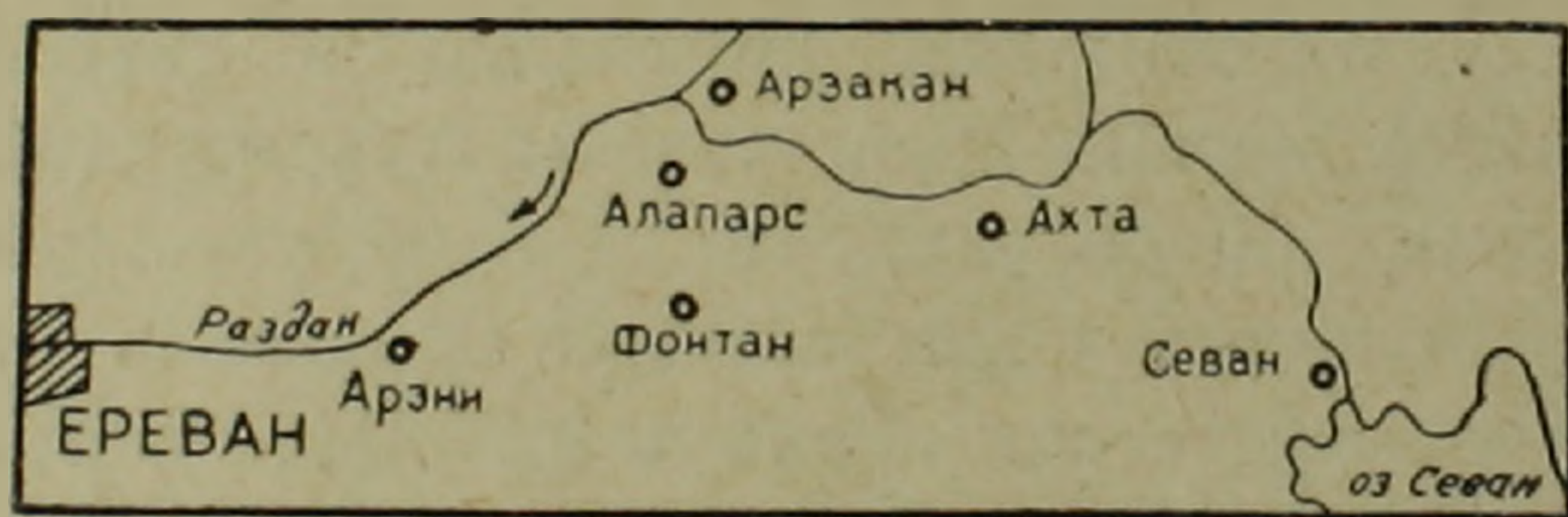
Фиг. 1.

Характерно, что исследованные конкреции содержат сравнительно большое количество кремнекислоты, в том числе, повидимому, студенистой. Притом, чем гипсометрически выше залегает лёсс, тем меньше залегающие в нем карбонатные конкреции содержат кремнекислоты и полуторных окислов. Например, в конкрециях из верховьев р. Саксагань (Макорты) и р. Желтой, где абсолютные отметки около 130 м, SiO_2 и R_2O_3 содержится примерно в два раза меньше, чем в конкрециях из низовьев долины р. Саксагань где абсолютные отметки 90 — 100 м, что, вероятно, связано с более глубоким залеганием грунтовых вод в верховьях, чем в низовьях указанной долины. Карбонатные конкреции, содержащие кремнекислоту до 20—25%, очень плотные и крепкие.

Количество углесолей в макортовских и желтореченских конкрециях на 10—20% больше, чем в Криворожско-Крэсовских.

Количество углесолей в самом саксаганском лёссе следует обратной закономерности. В макортовском лёссе их содержится в среднем 9,9%, в криворожском 12,1%. Среднее валовое содержание SiO_2 в макортовском лёссе 60,3%, в Криворожском—63,0%. [1].

Наряду с изложенным небезынтересно отметить, что в некоторых горных местностях, в частности в районе Армянского нагорья, сложенного в основном базальтами, пемзо-обсидиано-липаритами и туфами, в долине р. Раздан (фиг. 2) нами констатировано резкое уменьшение карбонатизации лёссовых образований по мере увеличения отметки их залегания.



Фиг 2

1 см = 6 км

Фиг. 2.

Разданские макропористые лёссовидные суглинки, залегающие в районе г. Ереван на отметках 900—1000 м содержат углесолей до 20—30%, местами до 40—50% и даже более, представляя в этом случае так называемый „белозем“. Залегающие на отметках 1200—1300 м в районе с. Джаткран содержат углесолей до 10—15%, на отметках 1500—1600 м в районе сс. Алапарс — Фонтан до 7—10%, на отметках около 1800 м между сс. Ахта и Севан—до 1—3%. Лёссовидные макропористые образования, залегающие на отметках более 1800 м, содержат углесолей менее 1%, нередко вовсе их не содержат.

Увеличение количества углесолей в разданских лёссовых образованиях по мере уменьшения отметки их залегания связано, как следует полагать, с температурой воздуха, количеством атмосферных осадков, с большей глинистостью и влажностью лёссовидных пород, залегающих на высоких отметках, и т. п. факторами.

В разданских лёссовидных суглинках, залегающих в районе сс. Джаткран, Алапарс, Фонтан на глубине 0,2—0,5 м часто встре-

чается плотная и очень крепкая карбонатная корка толщиной до 20—30 см, состоящая из углесолей, среди которых значительное количество R_2O_3 и, повидимому, студенистой кремнекислоты, обуславливающих большую прочность указанной корки.

Анализ саксаганских карбонатных конкреций под микроскопом показал, что структура их пелитоморфная-мелкозернистая. Текстура чаще всего ячеистая, что обусловлено выщелачиванием гипса. Порода состоит из тонкодисперсных пелито-кальцитовых агрегатов, в массе которых имеются участки, содержащие различно ориентированные мелкие лейсты гипса, мелкие зерна терригенного кварца, точечный лимонит и единичные зерна циркона.

Наши исследования гипсовых конкреций из саксаганских лёссовых пород показали, что какой-либо закономерности залегания их в по глубине не наблюдается. Однако лёссовидные суглинки содержат больше гипсовых стяжений и значительно больше рассеянных кристаллов гипса, чем лёсс. Содержание гипса в верхней половине лёссовидной толщи больше, чем в нижней. В подошве этой толщи — наименьшее количество гипса и других водорастворимых солей, что объясняется вымывом солей подземными водами, некогда циркулировавшими в песках, подстилающих толщу лёссовидных пород.

Саксаганские гипсовые конкреции являлись эпигенетическими образованиями и представлены чаще всего друзами круглой и звездоподобной формы. Нередки сростки кристаллов в виде ласточкиного хвоста, а также плиты неправильной формы толщиной до 3—5—10 мм, площадью 50—100 см².

Встречаются полые гипсовые конкреции, внутренняя поверхность которых усеяна мелкими кристаллами гипса.

Гипсовые конкреции также содержат большое количество кремнекислоты, полуторных окислов и значительное количество углесолей.

Гипсовые и карбонатные конкреции в саксаганских лёссовых породах часто находятся в одних и тех же местах. Следовательно, можно, также как В. А. Ковда [2] полагать, что здесь имеют место чрезвычайно мобильные с легко меняющимся направлением хода реакции по системе $CaCO_3 + Na_2SO_4 \rightleftharpoons CaSO_4 + Na_2CO_3$.

В дополнение к изложенному отметим, что количество SO_4 , извлеченное из гипсовых конкреций при помощи водных и содовых вытяжек различное (табл. 1), что объясняется пределом растворимости гипса в водной среде до 2 г/л и полной его растворимостью в условиях содовых вытяжек.

Таблица 1 (грамм на 100 г грунта)

Ингредиент	Вытяжка	Макорты, ш—263, гл. 3 м	Макорты, ш—263, гл. 11 м	Кривой Рог ш—14, гл. 9,5 м	Бал. Грядковатая, ш—93, гл. 4 м
	Водная	0,837	0,785	0,844	0,810
	Содовая	43,051	48,582	41,594	29,217

Данные таблицы свидетельствуют о том, что из лёссовых пород, содержащих значительное количество SO_4 , полностью можно его извлечь лишь при производстве содовых вытяжек.

Исследование гипсовых конкреций под микроскопом показало, что структура их полиморфная: нематобластовая, гетербластовая, микрочешуйчатая, гранобластовая и т. п.

Порода представлена неравномерно-зернистыми агрегатами гипса (вернее гипсита) пластинчатой неправильной и реже удлиненнопризматической и зазубренной формы. Некоторые зерна гипса слабоволокнистые. В промежутках между отдельными зернами располагается пелитовый материал как бы цементирующий породу. Присутствует терригенный кварц, редко полевой шпат, эпидот, магнетит, хлорит, циркон и как сингенетическая примесь, доломит.

На удлиненно-призматических волокнистых зернах гипса отмечается перпендикулярно к удлиненной лейстовидной форме первоначального гипса развитие более позднего гипса, замещающего гипс первой генерации по периферии или до полной псевдоморфозы. Вторичный гипс развит в виде мелкочешуйчатых агрегатов желтовато-белой окраски, в отличие от гипса первой генерации, который обычно бесцветен.

В отношении разданских лёссовидных суглинков следует отметить, что в районе Еревана они значительно загипсованы, в районе Джаткрана слабо загипсованы, у сс. Алапарс и Фонтан содержание SO_4 составляет величину порядка 0,01%, а в районе сс. Ахта-Севан и того меньше. Следовательно, здесь наблюдается явно выраженная закономерность уменьшения загипсованности лёссовидных суглинков по мере повышения их гипсометрического положения.

В ы в о д ы

1. В саксаганских лёссовых породах содержится значительное количество карбонатов и сульфатов, в том числе карбонатных и гипсовых конкреций, представляющих собою результат эпигенеза.

2. Карбонатные конкреции, залегающие в саксаганском лёссе содержат в среднем: углесолей 73,6%, кремнекислоты — 17,3%, полуторных окислов — 5,5%. Причем чем гипсометрически выше залегает лёсс, тем меньше залегающие в нем карбонатные конкреции содержат кремнекислоты и полуторных окислов. Валовое количество углесолей, содержащихся в лёссе следует обратной закономерности, то-есть чем гипсометрически выше залегает лёсс тем больше в нем углесолей.

3. Саксаганские гипсовые конкреции содержат: серного ангидрида (SO_3) до 30—40%, окисного кальция — до 23—28%, кремнекислоты до 20—25%, полуторных окислов до 4,8%. Закономерности изменения состава гипсовых конкреций от их местоположения не наблюдается.

4. Степень карбонатизации разданских макропористых лёссовидных суглинков находится в прямой зависимости от их гипсометрического положения. Суглинки, залегающие на отметках 800—1000 м, содержат углесолей до 50—30%, на отметках 1300—1500 м—до 15—7%, на отметках 1700—1800 м—до 3—1%, выше 1800 м—менее 1%. Указанное объясняется различием гипергенных процессов в суглинках, залегающих в горных условиях на различной высоте.

Бакинское отделение Института
„Гидроэнергопроект“

Поступила 2. II. 1957.

Ն. Ի. ԿԻՐԻՉԵՆԿՈ

ԼՅՈՍԱՅԻՆ ԱՊԱՐԵՆՐՈՒՄ ՓՏՆՎՈՂ ԿԱՐԲՈՆԱՏԱՅԻՆ ԵՎ ԳԻՊՍԱՅԻՆ ԿՈՆԿՐԵՑԻԱՆԵՐԻ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋՐ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում նկարագրվում են լյոսային ապարներում հանդիպող կարրոնատային և գիպսային կոնկրեցիաները: Համեմատվում են Սակսագանի և Հրազդանի լյոսային գոյացումները: Սակսագանի լյոսային ապարներում պարունակվում է կարրոնատների և սուլֆատների, որոնց թվում նաև կարրոնատային և գիպսային կոնկրեցիաների զգալի քանակություն, ընդ որում որքան հիպսոմետրիկ ավելի բարձր է տեղադրված լյոսը, այնքան նրա մեջ գտնվող կարրոնատային կոնկրեցիաները ավելի քիչ են պարունակում սիլիկատներ և եռարժեք երկաթի ու ալյումինիումի օքսիդներ: Լյոսում պարունակվող ածխածնի թվական աղերի ընդհանուր քանակությունը ենթարկվում է հակադարձ օրինաչափության, այսինքն, որքան հիպսոմետրիկ ավելի բարձր է տեղադրված լյոսը, այնքան նրա մեջ ավելի շատ են ածխածնի աղերը: Հրազդանի մակրոթակտիկեն լյոսանման կավավազահողերի կարրոնատացման աստիճանը ուղղակի կախման մեջ է գտնվում նրանց հիպսոմետրիկ դիրքից: Դա բացատրվում է լեռնային պայմաններում տարբեր բարձրությունների վրա տեղադրված կավավազահողերի մեջ կատարվող հիպերգեն պրոցեսների տարբերությամբ:

ЛИТЕРАТУРА

1. Кириченко Н. И. Состав, физические и строительные свойства саксаганских лёссовых грунтов. Автореферат. Издание Новочеркасского политехнического института, 1955.
2. Ковда В. А. К вопросу об образовании в почвах вторичных карбонатов кальция. Труды почвенного института, т. 9, издание АН СССР, 1934.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Р. А. АРАКЕЛЯН, Г. О. ПИДЖЯН

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ К ОПУБЛИКОВАННЫМ РАБОТАМ
Э. Г. МАЛХАСЯНА, Ю. А. ЛЕЙЕ и С. С. ВАНЮШИНА ПО
КАФАНСКОМУ РУДНОМУ ПОЛЮ

В 1956—57 гг. в виде отдельных изданий и научных статей были опубликованы работы Э. Г. Малхасяна, Ю. А. Лейе и С. С. Ванюшина по Кафанскому рудному полю и в частности по Кафанскому месторождению.

Ниже кратко остановимся на этих работах и отметим наши основные замечания по каждой из них.

1. „Рудовмещающие породы Кафанского рудного поля Южной Армении“ Авторы Э. Г. Малхасян, Ю. А. Лейе. Издание Кавказского научно-технического общества цветной металлургии, Ереван, 1956 г.

В введении (стр. 5) авторы заявляют, что на Кафанском месторождении „до настоящего времени нет единой систематики и точно установленных наименований пород“ и далее продолжают „цель ее внести известный порядок в систематику горных пород“.

Такое заявление нам кажется нескромным и не соответствует действительности, так как район Кафанского месторождения изучался многочисленными исследователями: К. Н. Паффенгольцем, Н. В. Котляром, А. А. Додиним, Ю. А. Араповым, С. С. Ванюшиным, Б. С. Вартапетяном, И. Г. Магакьяном, С. С. Мкртчяном, А. Т. Асланяном, А. Е. Кочаряном, Д. И. Логвиным, авторами настоящей заметки и др. В результате указанных работ была разработана стратиграфическая схема района и детально были изучены породы и руды. На отдельных этапах более детального изучения геологии и рудоносности района появлялись обобщающие работы, в которых систематизированы и охарактеризованы породы, слагающие Кафанское рудное поле. К таковым относятся работы В. Н. Котляра („Зангезур“, 1936 г.), Ю. А. Арапова („Структурно-литологический и минералого-геохимический очерк Ленинской группы рудников Кафанского месторождения“, 1944 г. и „Определитель горных пород в районе Кафанского медного месторождения“ 1944 г.), С. С. Мкртчяна („Зангезурская рудоносная область Арм. ССР“ 1953 г.), Р. А. Аракеляна и Г. О. Пиджяна („Геологическое строение и рудоносность районов, прилегающих к Кафанской группе месторождений“, 1953 г.).

Петрографическое описание пород, приведенное в их работе, не удовлетворяет тем требованиям, которые необходимы для определения пород и не решает задач, поставленных авторами перед собой.

В вышеуказанных работах предшествующих исследователей приводится более детальное описание пород с указанием всех фациальных разновидностей в каждом стратиграфическом подразделении. При описании пород данные микроскопических исследований подкрепляются химическими анализами и соответствующими микрофотографиями. Кроме того приводится характер изменения состава пород по разрезу, что дает более полное представление о них.

Одним из существенных недостатков в работе Э. Г. Малхасяна и Ю. А. Лейе является то, что они, пирокластические породы, различающиеся по составу и возрасту, описывают вместе и тем самым создают путаницу в их стратиграфической систематизации.

В работе Э. Г. Малхасяна и Ю. А. Лейе приводится краткий очерк геологического строения района Кафанского месторождения по данным предшествующих исследователей, однако нигде нет соответствующих ссылок. В отдельных случаях те изменения, которые они пытаются внести в стратиграфию района не обоснованы новым фактическим материалом и являются лишь повторением предположений некоторых предшествующих исследователей. Например, брекчиевидные эпидотизированные порфириды ими относятся к нижней юре на основании сравнения их с аналогичными образованиями Северной Армении и Азербайджана. Проведенные за последние годы исследования как в Кафанском районе (В. Т. Акопян), так и в Северной Армении и в Азербайджане (Н. Р. Азарян, Т. А. Гасанов) подтверждают среднеюрский возраст этих образований.

Таким образом, Э. Г. Малхасян и Ю. А. Лейе по существу ни в стратиграфическое положение, ни в наименования пород указанного района никакой новой систематизации не вносят.

На странице 9 Э. Г. Малхасян и Ю. А. Лейе отмечают, что „генетически оруденение следует увязать с магматическим очагом кварцевых порфиров. По времени формирования оно относится к границе средней и верхней юры“. Этот вывод о генезисе и возрасте оруденения Кафана они преподносят как новый взгляд и не упоминают откуда он заимствован. Необходимо отметить, что к работе вообще не приложен список использованной литературы.

В работе Э. Г. Малхасяна и Ю. А. Лейе встречаются неточности; например, они указывают, что при составлении работы были использованы 65 хим. анализов и более 1000 шлифов, собранных ими.

Следует отметить, что из 65 хим. анализов более 40 ими заимствованы из работ предшествующих исследователей.

Исходя из вышеизложенных критических замечаний можно закончить, что работа Э. Г. Малхасяна и Ю. А. Лейе не может служить определителем пород и руководством для геологов Кафана, на что она претендует; кроме того по своему содержанию и качеству значи-

тельно уступает неопубликованным работам предшествующих исследователей.

2. „О возрасте субвулканических и гипабиссальных образований Кафанского рудного поля“. Авторы С. С. Ванюшин и Э. Г. Малхасян. Доклады Ак. наук Армянской ССР № 3, 1956 г.

В этой работе С. С. Ванюшин и Э. Г. Малхасян в основном повторяют то, что изложено в нашей опубликованной работе: „Новые данные о генезисе и возрасте оруденения Кафанской группы месторождений“ (Доклады АН Армянской ССР № 1, 1956 г.). Они подтверждают наш вывод о доверхнеюрском возрасте кварцевых порфиров и оруденения Кафанского месторождения.

Переходя к критике нашей работы они отмечают, что „кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры, габбро-диориты и диабазы рассматриваются Р. А. Аракелян и Г. О. Пиджяном как корни доверхнеюрских эффузий, образовавших покровы кварцевых, кварцплагиоклазовых и авгитовых порфиритов без подтверждения фактами наблюдения таковых в природе“. Далее продолжают: „фактический материал относительно взаимоотношений интрузивных и эффузивных пород в районе находится в полном противоречии с мнением указанных авторов“. В опровержение наших данных приводят три неверно истолкованных, сомнительных факта, которые сами нуждаются в подтверждении. *Первый факт:* „Кварцевые порфириты залегают гипсометрически гораздо ниже кварцевых порфиров, последние прорывают всю среднеюрскую толщу вплоть до основания верхней юры, поэтому кварцевые порфиры никак нельзя рассматривать как „корни“ кварцевых порфиритов“.

Известно, однако, что в геологии гипсометрическое положение пород не решает взаимоотношения толщ, важны структурное и стратиграфическое положение кварцевых порфиров и кварцевых порфиритов, о чем С. С. Ванюшин и Э. Г. Малхасян не подумали. *Второй факт:* „Пересечения кварцевыми альбитофирами свиты туфобрекчий и туфоконгломератов в основании верхней юры“. Этот факт сомнителен ибо в их работе не приводится фактический материал доказывающий, что туфобрекчии, которые прорываются даечной породой, являются верхнеюрскими (в этом районе развиты также туфобрекчии средней юры). Помимо этого в работе необходимо было бы привести микроскопическое описание и химический анализ даечной породы, для подтверждения того, что она по составу относится к кварцевому альбитофиру. *Третий факт:* „Габбро-диабазы (габбро-диориты) и микродиориты рвут эффузивы средней и верхней юры, следовательно нет никаких оснований считать их корнями среднеюрских порфиритовых толщ“. В подтверждение этого ими приводятся факты прорывания габбро-диабазы гидротермально измененных пород и рудных жил в рудниках № 6, Халадж в районах сс. Бех и Каварт, ущелья реки Гюткум-гет. С. С. Ванюшин и Э. Г. Малхасян две различные породы отличающиеся как по форме залегания, структуре, так и по химизму, не разли-

чая друг от друга, считают их однотипными. Наши наблюдения показали, что мелкие дайкообразные, штокообразные тела габбро-диоритов и диоритов развиты исключительно среди нижне-порфировой толщи и не прорывают нигде верхнеюрские образования, что же касается интрузии габбро-диоритов, диоритов сел. Бех, ущелья р. Гюткумгет, то они действительно прорывают верхнеюрские породы. В нашей работе эти тела описаны как самостоятельные гипабиссальные более молодые — нижнемеловые интрузивные тела, отличающиеся по химическому составу и структуре от вышеуказанных дайкообразных, штокообразных габбро-диоритов, которые мы считаем корнями излияния авгитовых порфиров средней юры.

На 134 странице С. С. Ванюшин и Э. Г. Малхасян пишут, что: „В результате многолетнего изучения геологии рудников, детальных полевых работ, а также петрографических исследований изверженных пород Кафанского рудного поля нам удалось в фациальном отношении интрузивный комплекс подразделить на: 1) субвулканические образования (кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры) и 2) гипабиссальные образования (габбро-диабазы, микродиориты)*. Еще в 1953 г. нами впервые для Кафанского рудного поля выделены субвулканические интрузии с характерным субвулканическим типом оруденения (кварцевые порфиры и кварцевые альбитофиры с колчеданным типом оруденения) и более молодые — нижнемеловые гипабиссальные интрузии габбро-диоритов и диоритов (Вачаганская, Хуступская, Гюткумгетская).

На 135 странице отмечают, что: „результатами многочисленных исследований и спектральных анализов вмещающих пород мнение, Аракеляна Р. А. и Пиджян Г. О. о генетической связи оруденения с кварцевыми альбитофирами и кварцевыми порфирами подтверждается“.

Какие многочисленные исследования имеются ввиду, почему приводятся общие слова, а не новые факты, если таковые имеются и почему результаты спектральных анализов и их интерпретация ни в одной работе не приводятся.

Таким образом в работе С. С. Ванюшина и Э. Г. Малхасяна новых данных нет; основные положения статьи заимствованы из нашей работы, а местами даже намечается тенденция приписывать себе некоторые наши выводы. Критические замечания не обоснованы фактическим материалом и поэтому не дают ничего нового для уточнения геологии Кафанского месторождения.

3. „К вопросу о возрасте, генезисе и перспективе Кафанского медно-полиметаллического месторождения“. Авторы Э. Г. Малхасян и Ю. А. Лейе. Труды Армянского геологического управления, сб. № 1, Ереван, 1957 г.

В этой работе также повторяются все основные положения о возрасте и генезисе оруденения Кафана, изложенные в нашей опубликованной работе „Новые данные о генезисе и возрасте оруденения Кафанской группы месторождений“.

Некоторый интерес представляет та часть работы, где излагаются перспективы Кафанского месторождения и направление поисково-разведочных работ, однако, как известно авторы не изучали оруденение Кафана и закономерности его распределения и выводы о перспективах и о направлении разведочных работ большей частью заимствованы из работ С. С. Ванюшина, отчетов Кафанской ГРП и из нашей сводной неопубликованной работы.

На странице 61 Э. Г. Малхасян и Ю. А. Лейе пишут: „Чтобы закончить вопрос о возрасте оруденения, необходимо остановиться на рудных и гидротермально измененных „гальках“, отмеченных Р. А. Аракелянном и Г. О. Пиджяном в толще верхней юры. Эти „гальки“ со ссылкой на пример Уральских медноколчеданных месторождений, у названных авторов послужили одним из основных доводов в пользу среднеюрского возраста оруденения. Наши детальные исследования не подтвердили присутствия рудных галек в указанном авторами месте и в таком виде, как они описаны“. Во-первых в нашей работе нет никакой ссылки на пример Уральских медноколчеданных месторождений, во-вторых, несмотря на то, что рудные гальки встречаются весьма редко, однако они были отмечены и до наших работ Ю. А. Араповым, А. Т. Асланяном и др. Что касается пиритизированных гидротермально измененных галек и слабо окатанных обломков (брекчий), то они широко развиты и часто встречаются в основании туфоконгломератовой толщи верхней юры и поэтому удивительно, почему их не заметили Э. Г. Малхасян и Ю. А. Лейе, проводившие, как сами отмечают, „детальные исследования“.

4. „Кафанское медное месторождение“ Авторы С. С. Ванюшин, Ю. А. Лейе, Э. Г. Малхасян. Издание Кавказского научно-технического общества цветной металлургии, Ереван, 1957 г.

В предисловии этой книги авторы пишут, что: „Основываясь на личных наблюдениях и учитывая опыт предыдущих исследователей, авторы пришли к ряду новых выводов относительно геологического строения и перспективы месторождения. Цель работы дать краткий очерк геологического строения рудного поля в свете новых данных“. Вышеизложенное показывает, что авторы этой книги часто повторяют „пришли к ряду новых выводов“, „в свете новых данных“, однако при ознакомлении с работой убеждаемся, что нового очень мало и, в основном оно относится к разделу: общая характеристика оруденения Кафанского рудного поля, составленной С. С. Ванюшиным. Все остальное в книге представляет повторение в несколько расширенном виде того, что было опубликовано ими же в 1956 г.

В разделе, „Краткие выводы“ изложены основные выводы авторов в 14 пунктах; за исключением пунктов 9, 12 и 14, все остальные 11 выводов не новые. Они представляют или установленные очень давно, другими исследователями, известные положения и неоспоримые факты, или же заимствованы из нашей сводной работы 1953 года.

Таким образом, разбор опубликованных работ Э. Г. Малхасяна, Ю. А. Лейе, С. С. Ванюшина по Кафанскому рудному полю показывает, что авторы несерьезно отнеслись к опубликованию работ, не придерживались элементарных правил заимствования литературных данных и не учли материалов и выводов своих коллег.

Непонятно, каким образом Э. Г. Малхасяну удастся опубликовать в различных соавторствах, в разных изданиях один и тот же материал. Нам кажется, что определенную ответственность несет редакция Кавказского научно-технического общества цветной металлургии, опубликовав отдельными изданиями две работы указанных авторов по Кафанскому рудному полю.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 5. I. 58

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

էջ

Ստրատիգրաֆիա

- Ա. Հ. Գաբրիելյան, Հայաստանի և Փոքր Կովկասի նրան կից մասերի երրորդական նստվածքների կտրվածքների համադրումը (կորելյացիան) 3
- Հ. Հ. Սարգսյան, ՀՍՍՌ Դիլիջանի շրջանի ածխաբեր նստվածքների լիթոստրատիգրաֆիական մասնատման մասին 17

Օգտակար հանածոներ

- Բ. Ս. Վարդապետյան, Հայաստանի տերիտորիայի հանքայնացման միներալոգիական գոնայականության մասին 33

Գեոմորֆոլոգիա

- Մ. Հ. Դավոյան, Հնագույն գետահովիտների հետքերը հյուսիս-արևմտյան Հայաստանում 49

Կլիմատոլոգիա

- Խ. Պ. Պողոսյան, Օդաշիթային հոսանքները հայկական լեռնաշխարհում 55

Գիտական նորեր

- Կ. Ի. Կառապետյան, Դալի-Թափա հրաբուխի միկրոռումբերը 71
- Յու. Ա. Լեյբ, Ղափանի պղինձ-բազմամետաղային հանքավայրի պարունակող ապարների սպեկտրալ անալիզի մի քանի արդյունքները 75
- Ն. Խ. Կիրիչենկո, Լյոսային ապարներում գտնվող կարբոնատային և գիպսային կոնկրեցիաների հարցի շուրջը 81

Քննադատություն և բանավեճ

- Ռ. Ա. Առաքելյան, Գ. Հ. Պիջյան, Մի քանի դիտողություններ Ե. Գ. Մալխասյանի, Յու. Ա. Լեյբի և Ս. Ս. Վանյուշինի Ղափանի հանքային դաշտի վերաբերյալ հրատարակված աշխատանքների մասին 87

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Стратиграфия	
<i>А. Габриелян</i> , Корреляция разрезов третичных отложений Армении и смежных областей Малого Кавказа	3
<i>О. А. Саркисян</i> , О литостратиграфическом расчленении угленосных отложений Дилижанского района Армянской ССР	17
Полезные ископаемые	
<i>Б. С. Вартапетян</i> , О горизонтальной минералогической зональности в ору- дении на территории Армянской ССР	33
Геоморфология	
<i>М. О. Давоян</i> , Следы древних долин в северо-западной Армении	49
Климатология	
<i>Х. П. Погосян</i> , Струйные течения над районом Армянского нагорья	55
Научные заметки	
<i>К. И. Карапетян</i> , Микробомбы вулкана Дали-тапа	71
<i>Ю. А. Лейе</i> , Некоторые результаты спектрального анализа рудовмещающих пород Кафанского медно-полиметаллического месторождения	75
<i>Н. И. Кириченко</i> , К вопросу о карбонатных и гипсовых конкрециях в лёссовых породах	81
Критика и дискуссии	
<i>Р. А. Аракелян, Г. О. Пиджян</i> , Некоторые замечания к опубликованным работам Э. Г. Малхасяна, Ю. А. Лейе и С. С. Ванюшина по Кафанскому рудному полю	87

