ՀՍՍՌ ԳԱ Երկրաբանական և աշխարհագրական գիտությունների սերիա

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ՝

Ա. Հ. Գաբրիելյան *(պատ. խմբագիր)*, Ա. Տ. Ասլանյան, Ց. Գ. Հակոբյան, Ս. Մ. Այվազյան, Ա. Բ. Բաղդասարյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան, Հ. Մ. Վանցյան, Ն. Ի. Հոլոխանովա, Ա. Ե. Քոչարյան *(պատ. խմբագրի տեղակալ)*, Ս. Ա. Մկրտչյան, Թ. Ե Թադևոսյան, Ն. Գ. Մելիք-Մուրադյան *(պատ. քարտուղար)*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 4—5, 1963 Геологич. и географич. науки

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

С. А. БАЛЬЯН

ПЫЛЬЦА И СПОРЫ ИЗ БАКИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРЫ БАКИНСКИЙ ЯРУС (Азербайджанская ССР)

Отложения бакинского яруса имеют широкое распространение на Апшеронском полуострове. В районе горы Бакинский Ярус они в основном представлены известняками, песками, глинами и конгломератами, общая мощность которых около 60 *м*.

Бакинские слои несогласно залегают на апшеронских осадках и, в свою очередь, несогласно перекрываются конгломератом, в котором встречаются отпечатки дидакны, морфологически близкой Didacna carditoides *Nal.* et Anis. non Andrus.

В основу стратиграфического подразделения отложений бакинского яруса были положены данные макро- и микрофауны. По устному сообщению Х. М. Шейдаевой-Кулиевой эти отложения подразделяются на два горизонта: верхний и нижний.

Верхний горизонт состоит из песков с прослоями известковистых песчаников, известняков, внизу с прослойками глин с микрофауной: Bacurella dorsoarenata (*Zal.*), C. theri s1 bogatschovi *Liv*, C. naphtotscholana (*Liv.*), C. uniculata (*Liv.*), Ilyocypris brady *S. Sars.*, I. gibba (*Ramdohr*), Loxoconcha gibboi la *Liv.*, Cyprides littoralis *Brady* и др.

Нижний горизонт состоит из песков и темно-серых глин с прослоями мергеля с микрофауной: Leptocythere guenguituberculata *Schw.*, L. nona *Liv.*, L camilla *Liv.*, L. bacuana *Liv.*, L. bicornis *Liv.*, Caspiella acronasuta (*Liv.*).

Из отложений бакинского яруса Х. М. Шейдаевой-Кулиевой были отобраны 30 проб для спорово-пыльцевого анализа и любезно переданы нам. В 14 пробах удалось выделить незначительное количество пыльцы и спор, видовой состав которых довольно разнообразен (табл. I—3). До наших исследований отложения г. Бакинский Ярус методом спорово-пыльцевого анализа никем не изучались. Данные, полученные нами, несмотря на бедность отложений пыльцой и спорами, представляют некоторый интерес, так как сохранность ископаемого материала позволила произвести видовые определения.

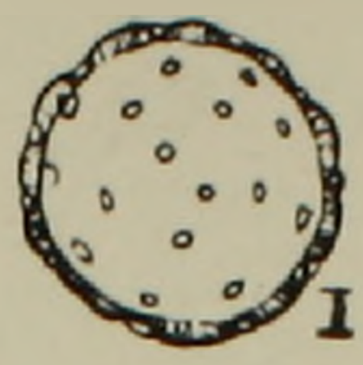
Все экземпляры определенных нами пыльцы и спор сфотографированы и описаны.

Фиг. 1. Распределение ископаемых пыльцы и спор по разрезу бакинских отложений в районе г. Бакинский Ярус. 1—глины; 2—мергеля; 3—известняки; 4—песчаник1; 5—конгломерат; 6—пески; 7—несогласие.

Таблица 1

Таблица 1

1. Juniperus cf. communis L.
2. Salix sp.
3—4 Salix cf. cinerea L.
5. Salix cf. pentandra L.
6. Betula sp.
7. Carpinus cf. betulus L.
8 - 9 Quercus sp.
10. Quercus cf. macranthera L.
11. Ulmus aff. foliacea Gilib.
12. Morus cf. alba L.
13—14 Euonymus cf. verrucosus Scop.
15. Acer cf. platanoides L.
16—17 Rhamnus cf. cathartica L.
18. Hedera cf. Helix L.
19. Acacia sp.
20. Sparganium cf. ramosum Huds.
21. Potamogeton cf. crispus L.
22. Potamogeton cf. perfoliatus L.
23. Phragmites cf. communis Trin.
24. Festuca cf. pratensis Huds.
25. Juncus cf. compressus jaec
26. Carex cf. panicea L.
27. Carex cf. vaginata Tausch.
28. Chenopodium cf. rubrum L.
29. Salicornia cf. herbacea L,


1

2

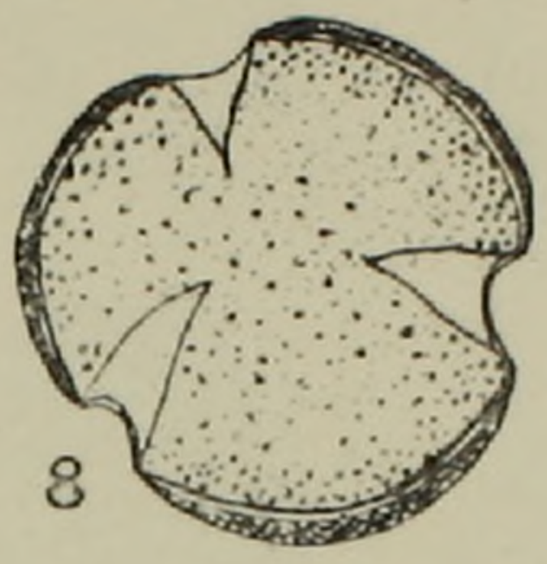
3

4

5

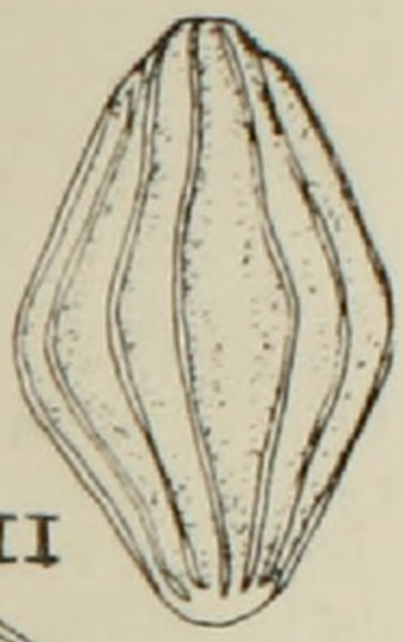
6

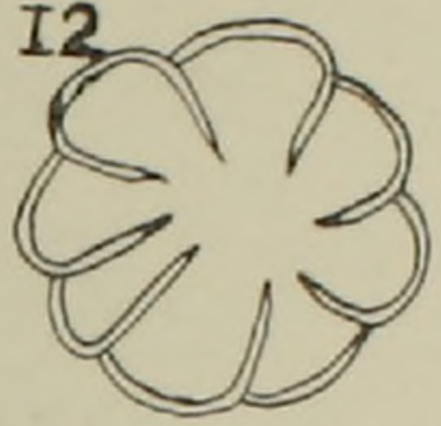
7

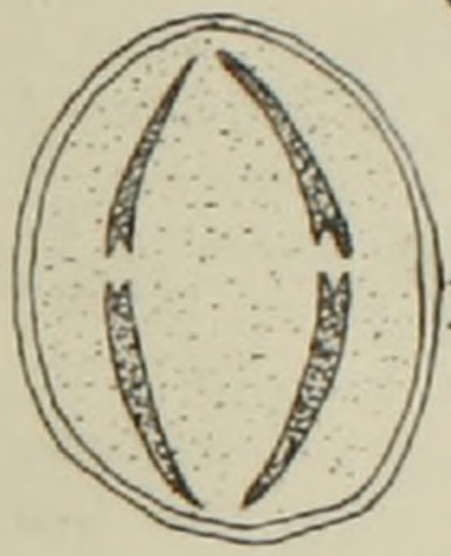

8

9

10


11


12

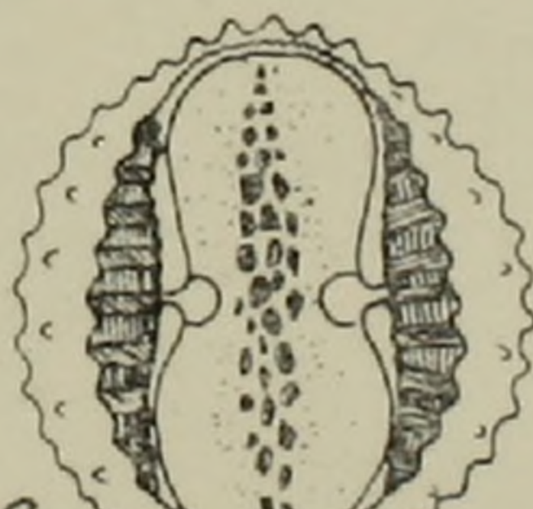

13

14

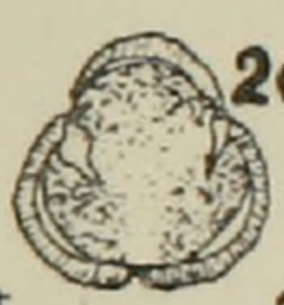
15

16

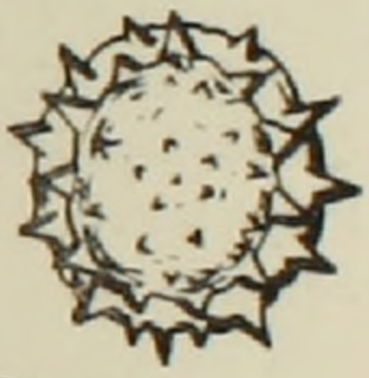
17


18

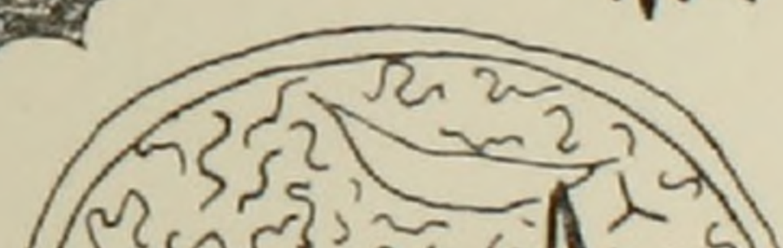
19


20

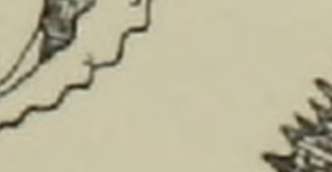
21

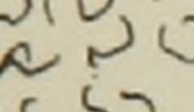

22

23


24

25

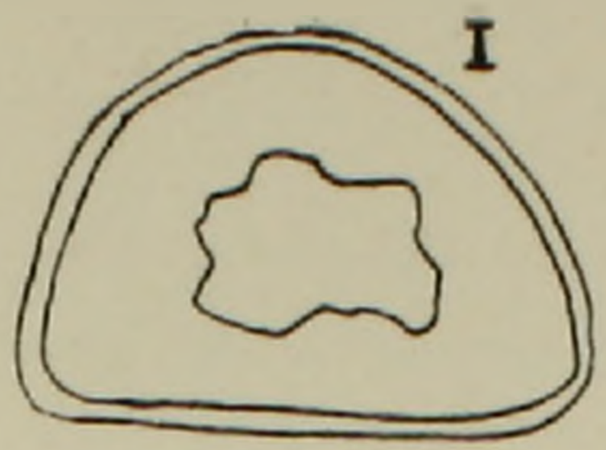

26


27

28

Таблица 2

1. Atriplex cf. crassifolia C. A. M.
2. Stellaria cf. crassifolia Ehrh.
3. Ranunculus cf. sceleratus L.
4. Thalictrum cf. flavum L.
5—6 Hesperis cf. matronalis L.
7. Leguminosae.
8. Viola cf. palustris L.
9. Lysimachia cf. nummularia L.
10. Mentha cf. arvensis L.
11—12 Utricularia cf. minor L.
13. Sambucus cf. canadensis Linn.
14. Plantago cf. major L.
15. Plantago cf. lanceolata L.
16. Galium cf. verum L.
17. Galium cf. palustre L.
18. Echinops cf. sphaerocephalus L.
19. Artemisia cf. vulgaris L.
20. Artemisia cf. absinthium L.
21. Achillea cf. millefolium L.
22. Aster cf. amellus L.
23. Mulgedium cf. lapinum D. C.
24. Pyrethrum cf. achillaefolium M. B.
25—26 Неопределенная пыльца покрытосеменных.
27. Polytrichum cf. commune L.
28. Salvinia sp.


1

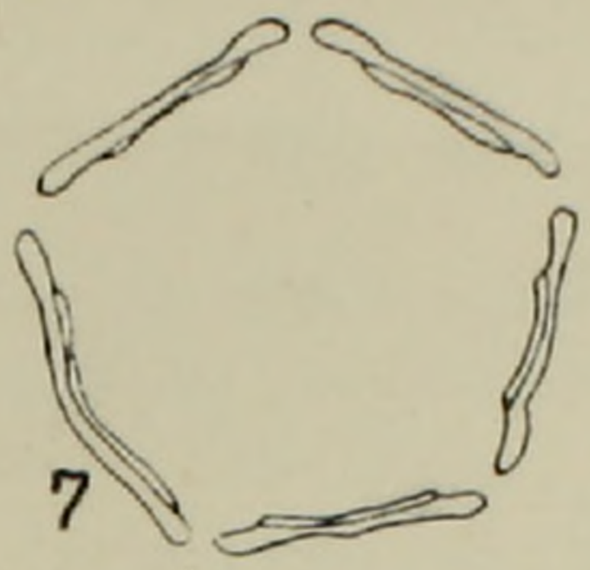
2

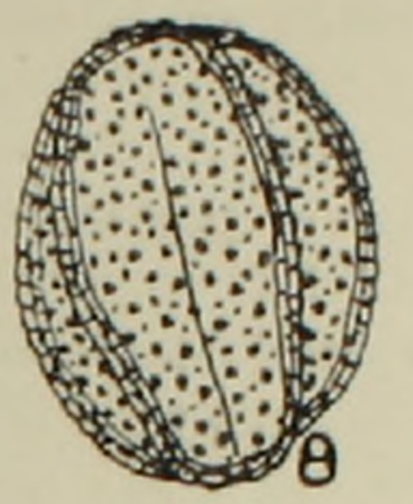
3

4

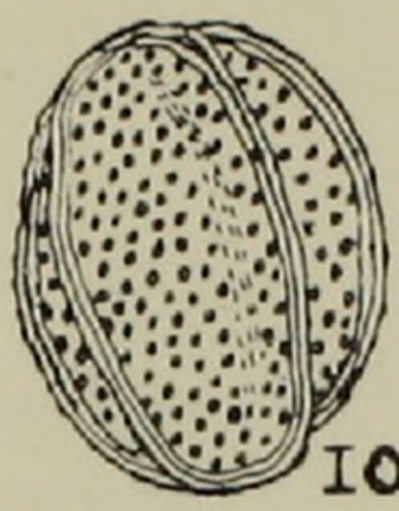
5

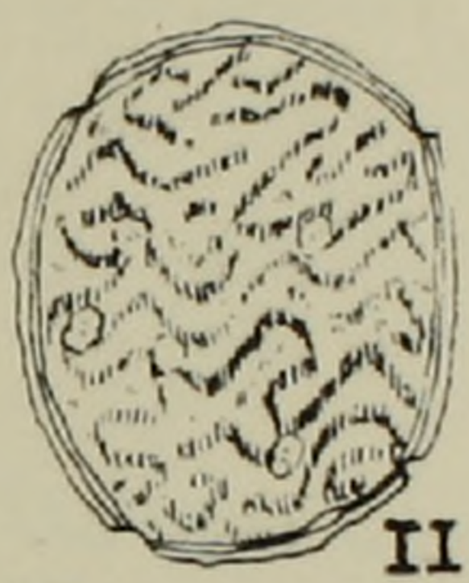
6

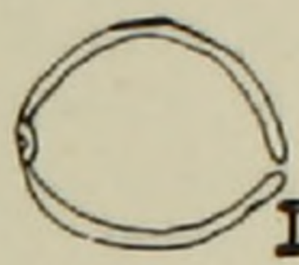

7


8

9

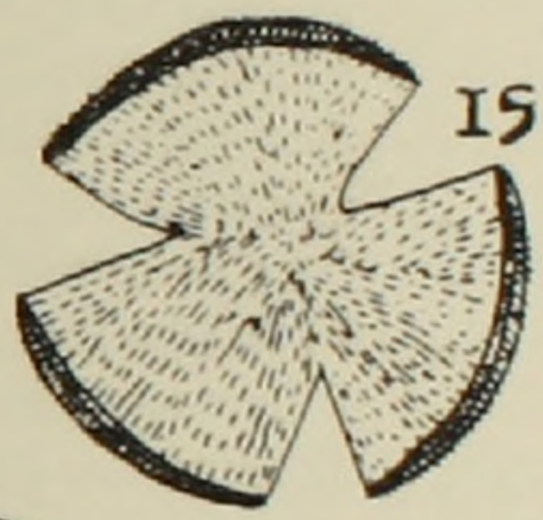

10


11


12

13

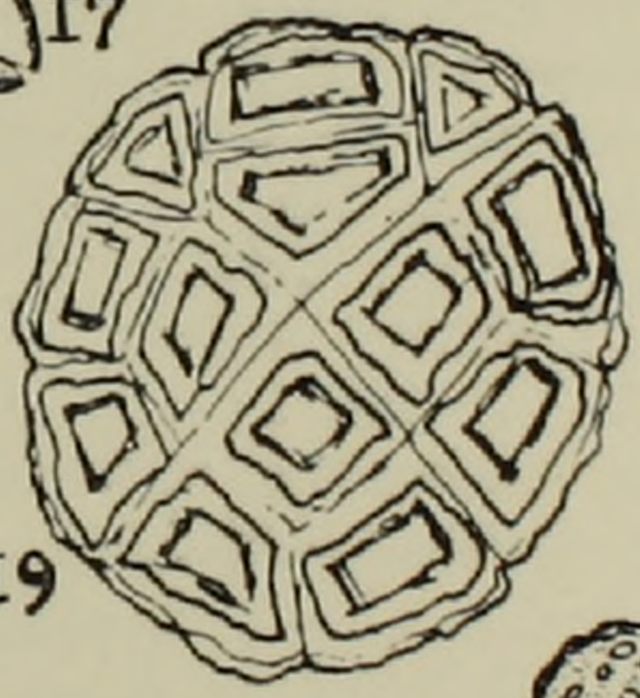
14

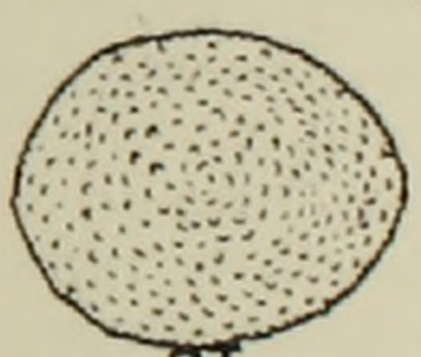

15

16

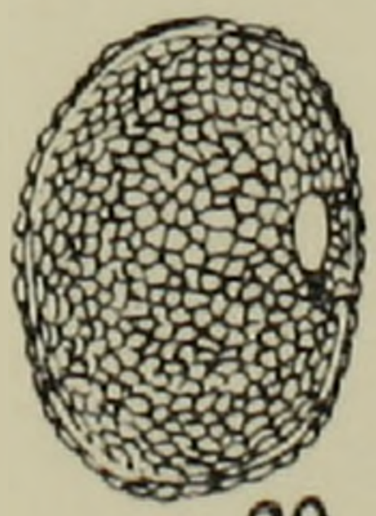
17

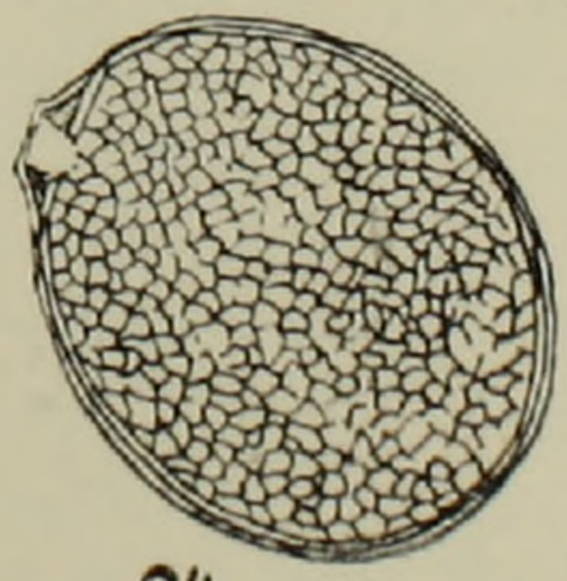
18


19


21

22

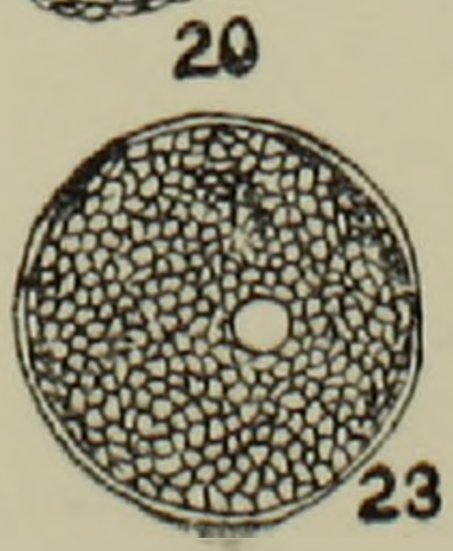

20


24

28

25

29


23

26

27

Таблица 3

1. Сем. Cupressaceae. Yuniperus cf. communis L.. x600
2. . Salicaceae. Salix sp. x900
3. . Salicaceae, Salix cf. cinerea L. x900
4. . Salicaceae, Salix cf. cinerea L. x900
5. . Salicaceae, S. cf. pentandra L. x900
6. . Betulaceae, Betula sp. x900
7. . Betulaceae, Carpinus cf. betulus L. x900
8. . Fagaceae, Quercus sp. x800
9. . Fagaceae, Q. sp. x900
10. . Fagaceae, Q. cf. macranthera L. x900
11. . Ulmaceae, Ulmis aff. foliacea Gilib. x900
12. . Moraceae, Morus cf. alba x900
13. . Celastraceae, Euonimus cf. verrucosus Scop. x900
14. . Celastraceae, Euonimus cf. verrucosus Scop. x900
15. . Aceraceae, Acer cf. platanoides L. x900
16. . Rhamnaceae, Rhamnus cf. cathartica L. x600
17. . Rhamnaceae, Rhamnus cf. cathartica L. x600
18. . Araliaceae, Hedera cf. helix L. x900
19. . Leguminosae, Acacia sp. x600
20. . Sparganiaceae, Sparganium cf. ramosum Huds. x400
21. . Potamogetonaceae, Potamogeton cf. crispus L. x400
22. . Potamogetonaceae, P. cf. perfoliatus L. x600
23. . Gramineae, Phragmites cf. communis Trin. x500
24. . Gramineae, Festuca cf. pratensis Hud. x500
25. . Juncaceae, Juncus cf. Compressus Yaes. x500
26. . Cyperaceae, Carex cf. panicea L. x600
27. . Cyperaceae, C. cf. vaginata Tausch x600
28. . Chenopodiaceae, Chenopodium cf. rubrum L. x600
29. . Chenopodiaceae, Salicornia cf. herbacea L. x600

Ниже приводится систематический перечень видов пыльцы и спор из ряда образцов нижнего и верхнего горизонтов Бакинского Яруса*.

Нижний горизонт

Обр. 7. Глины (с глубины 8,5 *м*) всего сосчитано 50 зерен. Древесные породы, представленные пыльцой Salix cf. cinerea L. — 5 зерен, травянистые — пыльцой Sparganium cf. ramosum *Huds* — 2 зерна, Carex cf. vaginata *Tausch* — 5 зерен, Calium cf. verum L. — 1 зерно и Mulgedium cf. lapunum *D. C.* — 3 зерна. Споры принадлежат одному виду Salvinia — 34 зерна.

Обр. 9. Глинистая порода с прослойками мергеля (с глубины 15 *м*) Обнаружено два зерна, из которых одно принадлежит Sparganium cf. ramosum *Huds*, другое — Salvinia sp.

Обр. 17. Глина (с глубины 27,5 *м*). Всего сосчитано 8 зерен. Пыльца травянистых пород принадлежит Carex cf. panicea L. — 1 зерно, Chenopodium cf. rubrum — 1 зерно. Споры — водному папоротнику Salvinia sp. — 6.

Обр. 19. Глина (с глубины 30 *м*). Всего сосчитано 100 зерен, из них пыльцы древесных пород 25 зерен, кустарников — 3 зерна, травянистых — 66 зерен и спор—6 зерен.

Состав пыльцы древесных пород: Juniperus cf. communis L. — 1 зерно, Salix sp. — 1 зерно, Salix cf. cinerea L. — 18 зерен, Salix cf. pentandra L. — 2 зерна, Acer cf. platanoides L. — 3 зерна.

Состав пыльцы кустарников: Euonymus cf. verrucosus *Scop*. — 1 зерно, Rhamnus cf. cathartica L. — 2 зерна.

Состав пыльцы трав: Chonopodium cf. rubrum L. — 7 зерен, Atriplex cf. crassifolium *C. A. M.* — 8 зерен, Stellaria cf. crassifolia Ehrn. — 2 зерна, Ranunculus cf. sceleratus L. — 1 зерно, Hesperis cf. matronalis L. — 1 зерно, Viola cf. palustris L. — 2 зерна, Lysimachia cf. nummularia L. — 14 зерен, Utricularia cf. minoir L. — 2 зерна, Galium cf. vulgaris L. — 1 зерно, Artemisia cf. vulgaris L. — 24 зерна, Artemisia cf. absinthium L. — 2 зерна, Aster cf. amellus L.— 2 зерна.

Споры принадлежат Salvinia sp. — 6 зерен.

Обр. 20. Глина (с глубины 31 *м*). Обнаружено одно пыльцевое зерно— Euonymus cf. verrucosus Scop. — 1.

Обр. 21. Глина песчанистая (с глубины 31,5 *м*). Выделено 3 пыльцевых зерна, из которых одно принадлежит Ranunculus cf. sceleratus L. и два Mentha cf. arvensis L.

Обр. 22. Глина (с глубины 32,5 *м*). Всего сосчитано 4 зерна, из которых два принадлежат Juniperus cf. communis L. и два Salicornia cf. herbacea L.

---

* Расположение образцов по разрезу и литологическая характеристика пород даны на фиг. 1.

Обр. 23. Глина (с глубины 33,5 *м*). Обнаружено три пыльцевых зерна Salicornia cf. herbacea L.

Из приведенного списка видно, что породы нижнего горизонта бакинского яруса характеризуются довольно большим видовым разнообразием пыльцы, которая, в основном, принадлежит не древесным растениям. В основном это пыльца и споры типичных озерно-болотных ассоциаций Ranunculus sceleratus, Lysimachia nummularia, Utricularia minor, Sparganium, Potamogeton, Carex и Salvinia sp. и сорняки, как например. Artemisia vulgaris, Stellaria crassifolia и др.

Пыльца древесных растений представлена числом зерен, в основном принадлежащих видам Salix cinerea и Salix pentandra обычных для прибрежных ассоциаций и являющихся в современной флоре Кавказа постоянными представителями влажных обиганий.

Однако находки пыльцы видов Chenopodium rubrum, Artemisia absinthium, Aster amelus, Salicornia herbocea, а также почти полное отсутствие пыльцы древесных растений, свидетельствует о том, что территория, на которой формировались изучаемые озерные осадки, представляла собой открытые обитания. Возможно, это были остепненные участки, подобные современным пологим склонам Апшеронского полуострова.

Верхний горизонт

Обр. 26. Глины (с глубины 40 *м*). Всего обнаружено 5 зерен. Из них одно зерно принадлежит Potamogeton cf. perfoliatus L., одно — Chenopodium sf. rubrum L., одно — Plantago cf. fanceiata L., одно — Artemisia cf. vulgaris и одно — Salvinia sp.

Обр. 27. Глина известковистая (с глубины 42 *м*). Всего сосчитано 16 зерен пыльцы и спор. Из них четыре зерна принадлежит древесным растениям Salix cf. cinerea L.— 2, Quercus sp.— 1, Quercus cf. macranthera L., одно — Sambucus cf. canadensis *Linn* девять травянистым: Leguminosae — 2, Plantago cf. major L.— 1, Caiium cf. palustre L.— 6, и два спорам Salvinia sp.

Обр. 28. Известняки (с глубины 45 *м*). Всего сосчитано 10 зерен. Из них пыльца древесных пород Salix sp.—1, Ulmus aff. foliacea Gilib.— 1; пыльца травянистых Potamogeton cf. crispus L.— 2, Phragmites cf. communis *Trin*.,— 1, Lysimachia cf. nummularia L.—2 и спор Salvinia sp.— 3 зерна.

Обр. 31. Известняки (с глубины 52 *м*). Обнаружена одна спора Politrichum cf. commune L.

Обр. 34. Глина (с глубины 58,5 *м*). Всего сосчитано 50 зерен. Из них: пыльцы древесных пород—7, кустарниковых пород—1, травянистых пород — 37, споровых — 2, неопределенной пыльцы покрытосемянных — 3 зерна.

Состав пыльцы древесных пород (количество зерен): Salix sp.—1, Betula sp.— 1, Carpinus cf. betulus L.—1, Quercus sp.—1, Morus cf. alba L.—1, Acer cf. platanoides L.— 1, Acacia sp.—1.

Состав пыльцы кустарниковых пород (количество зерен): Hedera cf. helix L.—1.

Состав пыльцы травянистых пород (количество зерен): Festuca cf. pratensis Huds—2, Juncus cf. compressus Jacg—1, Chenopodium cf. rubrum L.—1, Salicornia cf. herbacea L.—9, Thalictrum cf. flavum L.—4, Lysimachia cf. nummularia L.—4. Echinops cf. schaerocephalus L.—1. Artemisia cf. vulgaris L.—10, Achillea cf. millefolium L.—4, Pyrethrum cf. achillefolium M. B.—1.

Неопределенная пыльца покрытосемянных — 3.

Состав споровых (количество зерен): Politrichum cf. commune L.—1. Salvinia sp.—1.

Породы верхнего горизонта выделены из 28-метровой пачки пород.

Из приведенного списка видно, что породы верхнего горизонта так же, как и нижнего характеризуются большим видовым разнообразием, при значительном преобладании пыльцы травянистых растений, среди которых значительный процент падает на виды озерно-болотных ассоциаций.

В верхней части разреза видовой состав древесных пород более разнообразен, чем в нижней, здесь уже наряду с представителями родов Salix и Acer встречаем виды Betula, Carcinus, два вида Quercus, Ulmus, Morus и Acacia.

Пыльца кустарников Euonymus и Rhamnus характерны только для нижней части разреза, к верхней же части разреза приурочены пыльца Hedera и Sambucus.

Вполне возможно, что в конце бакинского века на склонах гор (до среднего пояса) небольшими участками располагались дубово-грабовые или дубовые леса. Водно-болотная и луговая растительность, по-видимому, была характерна для речных долин и озер лесной зоны.

Состав пыльцы древесных растений, обнаруженной в осадках бакинского яруса имеет много общих форм с комплексом ископаемых растений из Сисианской диатомитовой толщи в Армянской ССР (Quercus, Acer Populus*, Fraxinus*, Celtis*, Ulmus, Salix*, Berberis*, Carpinus Potamogeton, Fragmites, Myriophyllum), которая по определению А. Н. Криштофовича (1939) и А. А. Тахтаджяна и А. А. Габриеляна [11], датируется как верхний плиоцен—нижний постплиоцен. Правда, в списках, приведенных этими авторами, отсутствуют виды травянистых растений. Но это происходит от того, что листья трав в ископаемом состоянии не сохраняются.

В самом вверху нижнего горизонта и во всей верхней части разреза нами были обнаружены панцыри диатомовых водорослей. Причем в нижней части разреза встречались преимущественно верхнеплиоценовые формы. Находки и состав диатомовых водорослей так же, как и данные спорово-пыльцевого анализа подтверждают правильность деления бакинских осадков г. Бакинский Ярус на две части: верхнюю и нижнюю.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 27. IV. 1962.

* Формы, отсутствующие в бакинском ярусе.

Ս. Ա. ԲԱԼՅԱՆ

ԲԵԼՄՆԻԿԱ-ԾԱՂԿԱՓՈՇԵՀԱՏԻԿՆԵՐԸ ԲԱՔՎԻ ՀԱՐԿ ԼԵՌԱՆ ԲԱՔՎԻ ՀԱՄԱՆՄԱՆ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻՑ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Բաքվի հարկի նստվածքները լայն տարածում ունեն Ապշերոնյան թերակղզում։

Բաքվի հարկ լեռան շրջանում համանուն նստվածքները ներկայացված են կրաքարերով, ավազներով, կավերով և կոնգլոմերատներով, որոնք մակրո և միկրո ֆաունայի տվյալների համաձայն ստորաբաժանվում են 2 հորիզոնների՝ վերին և ստորին։

Առաջին անգամ բաքվի հարկի բեռմնիկա-ծաղկափոշեհատիկների կոմպլեքսի մեր կողմից կատարված ուսումնասիրությամբ պարզվել է, որ ինչպես ստորին, այնպես էլ վերին հորիզոնի ապարները բնորոշվում են ծաղկափոշեհատիկների տեսակների մեծ բազմազանությամբ, որոնք հիմնականում պատկանում են խոտաբույսերին և որոնց մեջ որոշակի % բաժին է բնկնում լճաճահճային խմբավորումների տեսակներին։

Ստորին հորիզոնի ծառատեսակների ծաղկափոշեհատիկները ներկայացված են մերձափնյա խմբավորումների տեսակներով, իսկ վերին հորիզոնի ծառատեսակների կազմն ավելի բազմազան է։

Այս ցույց է տալիս, որ բաքվի դարաշրջանի վերջում լեռնալանջերը ոչ մեծ տեղամասերով ծածկված են եղել կաղնու-բոխու կամ կաղնու անտառներով։

Բաքվի հարկի նստվածքների ծաղկափոշեհատիկների կազմում հայտնաբերված ձևերից շատերը համապատասխանում են Միսիանի (Հայկ. ԱՍՌ) դիատոմիտային պանգվածի կոմպլեքսում գտնված բրածո բուսատեսակներին։

Բաքվի հարկի ֆաունայով բնորոշված նստվածքների բեռմնիկա-ծաղկափոշեհատիկների տեսակների կազմի որոշումը կարող է հիմք հանդիսանալ Հայկական ԱՍՌ համապատասխան նստվածքների հասակը որոշելու համար, որոնք աղքատ են ֆաունայով, բայց հարուստ են բեռմնիկա-ծաղկափոշեհատիկներով։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Варданянц Л. А.** Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван, 1948.
2. **Гладкова А. Н., Гричук В. П., Заклинская Е. Д. и др.** Пыльцевой анализ. 1950.
3. **Гроссгейм А. А.** Определитель растений Кавказа. Москва. Сов. наука, 1949.
4. **Гроссгейм А. А.** Флора Талыша. Баку, 1928.
5. **Забелина М. М., Киселев И. А. и др.** Диатомовый анализ. Госгеолиздат, кн. III, 1950.
6. **Заклинская Е. Д.** Морфология пыльцы некоторых видов пустынных растений. Пустыни СССР и их освоение. II отд. оттиск. Изд. АН СССР, 1954
7. **Заклинская Е. Д.** Материалы к описанию пыльцы пустынных растений. Ин-т географии АН СССР.
8. **Лейе Я. Б.** Спорово-пыльцевые комплексы из третичных отложений Приереванского района Армении. ИГН АН АрмССР, 1960.
9. **Палибин И. В.** Этапы развития флоры прикаспийских стран со времени мелового периода. Изд. АН СССР. М.—Л., 1936.
10. **Тахтаджян А. Л.** Ботанико-географический очерк Армении. Тр. бот. ин-та Арм ФАН, том II, Тбилиси—Ереван, 1941.
11. **Тахтаджян А. Л., Габриелян А. А.** Опыт стратиграфической корреляции вулканических толщ и пресноводных отложений плиоцена и плейстоцена Малого Кавказа. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1948.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 4—5, 1963 Геологич. и географич. науки

ЛИТОЛОГИЯ

М. А. МОВСЕСЯН

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК СОЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ ПРИЕРЕВАНСКОГО РАЙОНА

Приереванская соленосная толща прослеживается на большой площади — от с. Паракар — с. Тазагюхского участка доходит до оз. Севан, с северо-западной части ограничивается Арагац-Раздапским массивом, а с юго-востока — массивом Гегамского хребта.

Породы соленосной толщи (каменная соль, ангидрит, глина) составляют огромную мощность в центральных частях прогиба — Аванская площадь — мощность свыше 100 м), в краевых частях прогиба (Паракар-Тазагюхский участок, Егвардский участок) они выклиниваются, а дальше отсутствуют (фиг. 1).

А. А. Габриелян изучал третичные отложения территории Армянской ССР и прилежащих частей, дал полегеографию, развитие геотектонических зон, благоприятствующих формированию залежей каменной соли в приереванском прогибе в неогеновое время.

Первые детальные литологические изучения соленосной толщи были проведены А. И. Месропяном [5].

Чтобы иметь полное представление о динамике накопления соленосных пород в зоне прогибания (в солеродном бассейне), окруженной вулканическими, интрузивными и эффузивными массивами, надо кратко изложить некоторые физико-химические особенности образования галогенных пород, длительность их накопления и тектонические процессы формирования лябильных зон (в том числе и межгорного прогиба Приереванского района).

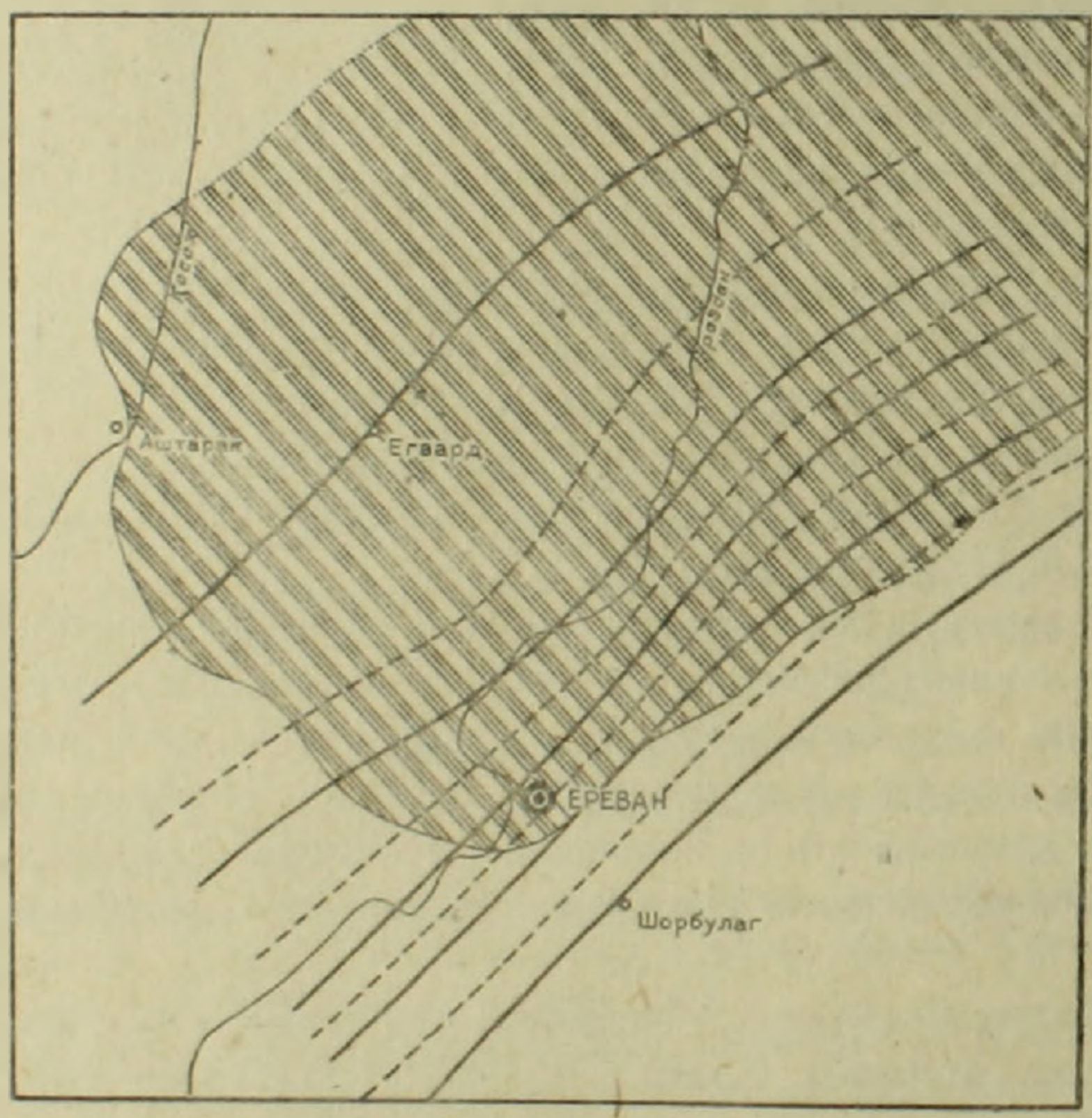
Галогенные отложения образуются при выпаривании морской воды в определенных водоемах. Климат жаркий, сухой. Связь солеродного бассейна с открытым морем носит затруднительный характер, а тектонический режим характеризуется опусканием дна бассейна и компенсацией глубины водоема осаждением солей из высококонцентрированного раствора (рапа). Солевой баланс в солеродном бассейне обеспечивается посредством поступления морской воды в эту зону.

Кристаллизация карбонатов Ca и Mg начинается после испарения примерно 50% первоначального объема воды (соленость 7—10%), сульфат Ca кристаллизуется и выпадает после испарения 80% объема воды (соленость 13—15%), выпадение NaCl начинается после испарения 90% объема воды (соленость 95—97%).

В каждом соляном озере [3] различается два главнейших элемента соляной массы: жидкая и твердая фазы. Жидкая фаза — рапа, а твердая фаза—соли, соленосные глины, глины, глинистые песчаники. Кристаллики соли образуются прямо из поверхностной рапы и когда доходят до определенного уд. веса (выше рапы) опускаются на дно озера.

Растворимость большинства солей падает с понижением температуры [3]. А. А. Иванов различает два периода в солеобразовательном процессе. Первый период — постепенное повышение концентрации морской воды, предшествующей садке солей. Второй период — садка солей. Первый период охватывает в десятки раз больший промежуток времени, чем эпоха накопления солей.

Глубинный фактор соляного бассейна играет огромную роль в развитии природного процесса кристаллизации солей. В современных соляных водоемах, имеющих значительную глубину (15—20 м), кристаллизация солей не происходит.



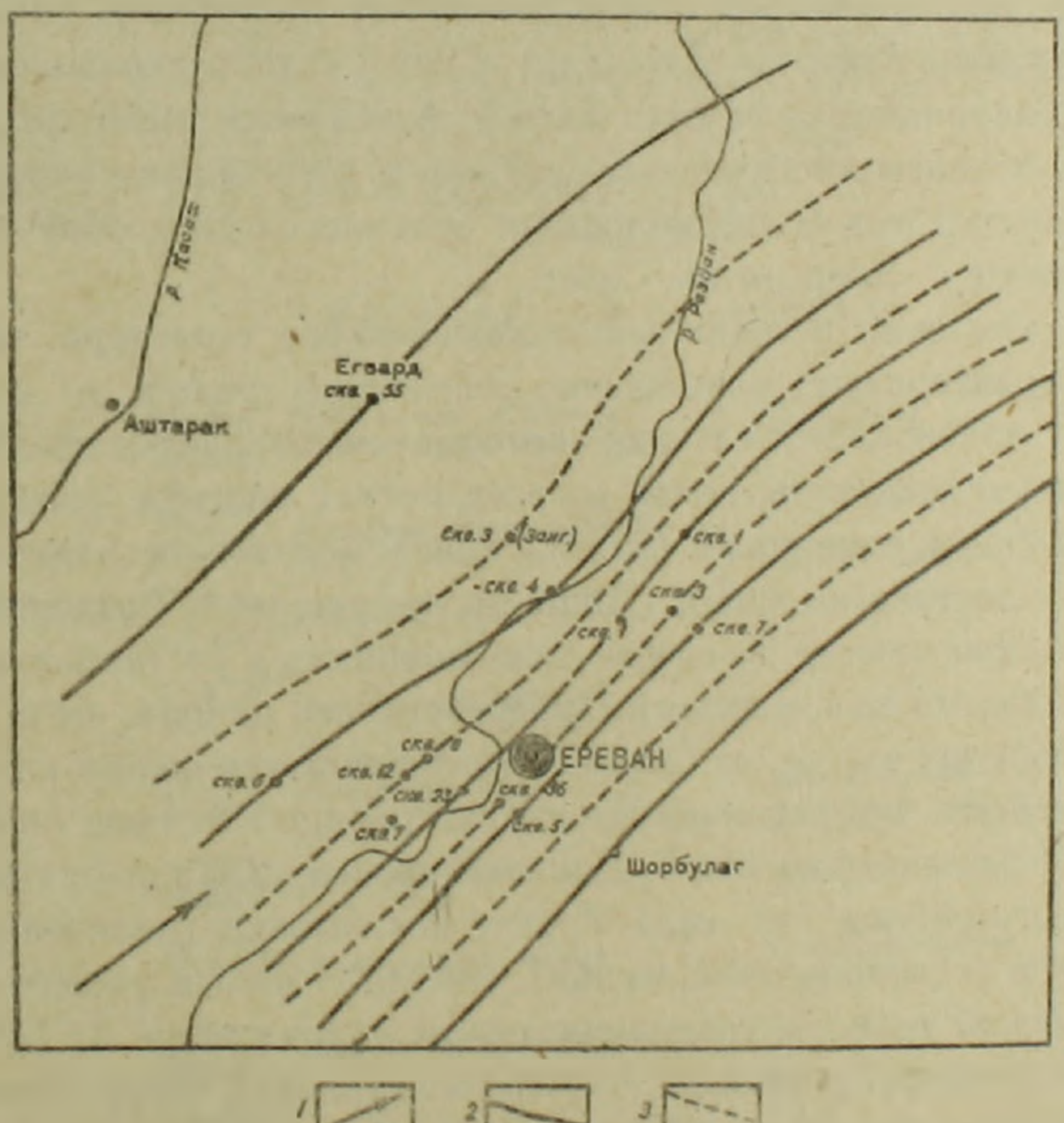
Фиг. 1. Схематическое очертание зоны распространения соленосной толщи. Приереванский район. Составил Мовсесян М. А. Условные обозначения. 1. Породы соленосной толщи. 2. Оси антиклинальных складок. 3. Оси синклинальных складок.

Кроме фактора давления, большое значение имеет фактор температуры. При низких температурах, даже при высокой концентрации садки галита не происходит.

Все сказанное позволяет предполагать, что древние соляные бассейны имели мелководный характер с высокой температурой воды (выше 25—30°).

В чередующихся свитах пород соленосной толщи Приереванского района очень часто встречаются прослойки и пачки ангидритов. Здесь мы сталкиваемся с определенными циклами тектогенеза, приводящих к периодическим поступлениям свежих потоков из открытого моря с нормальной соленостью. Каждая прослойка ангидрита свидетельствует о поступлении морской воды в солеродный бассейн, в связи с новым циклом опускания дна бассейна. Такое вторжение морских вод приводит к нарушению компенсации и обогащению солеродного бассейна новыми порциями сульфатов Ca и Mg. Попадая в новые условия высокой концентрации, сульфат Ca в присутствии сульфата Mg выпадает, давая отложения ангидрита ($CaSO_4$). Новые, свежие порции морской воды имели еще в себе растворенный $CaCO_3$ и MgCl, которые в условиях высокой концентрации, входя в реакцию друг с другом, дали основу образования доломита.

$$2\,CaCO_3 + MgCl_2 \rightarrow CaMg(CO_3)_2 + CaCl_2$$



Фиг. 2. Схематическая карта антиклинальных и синклинальных структур фундамента соленосной толщи (красноцветная толща). Приереванский район. Составил М. А. Мовсесян Условные обозначения. 1. Направление погружения антиклинальных и синклинальных структур. 2. Оси антиклинальных складок. 3. Оси синклинальных складок.

В общей массе ангидритов соленосной толщи Приереванского района встречаются местами многочисленные, рассеянные, идеальные ромбоэдры доломита.

Соленосная толща Приереванского района занимает определенное место в следующих друг за другом толщах регрессивной серии, начиная от среднемиоценовых морских отложений кончая плиоценовыми и четвертичными континентальными образованиями. В общем периоде регрессии всей территории Армянской ССР соленосная толща располагается в средней части ингрессивно залегающихся пород в определенной геотектонической (межгорная впадина) зоне и покрывается Раздаиской толщей.

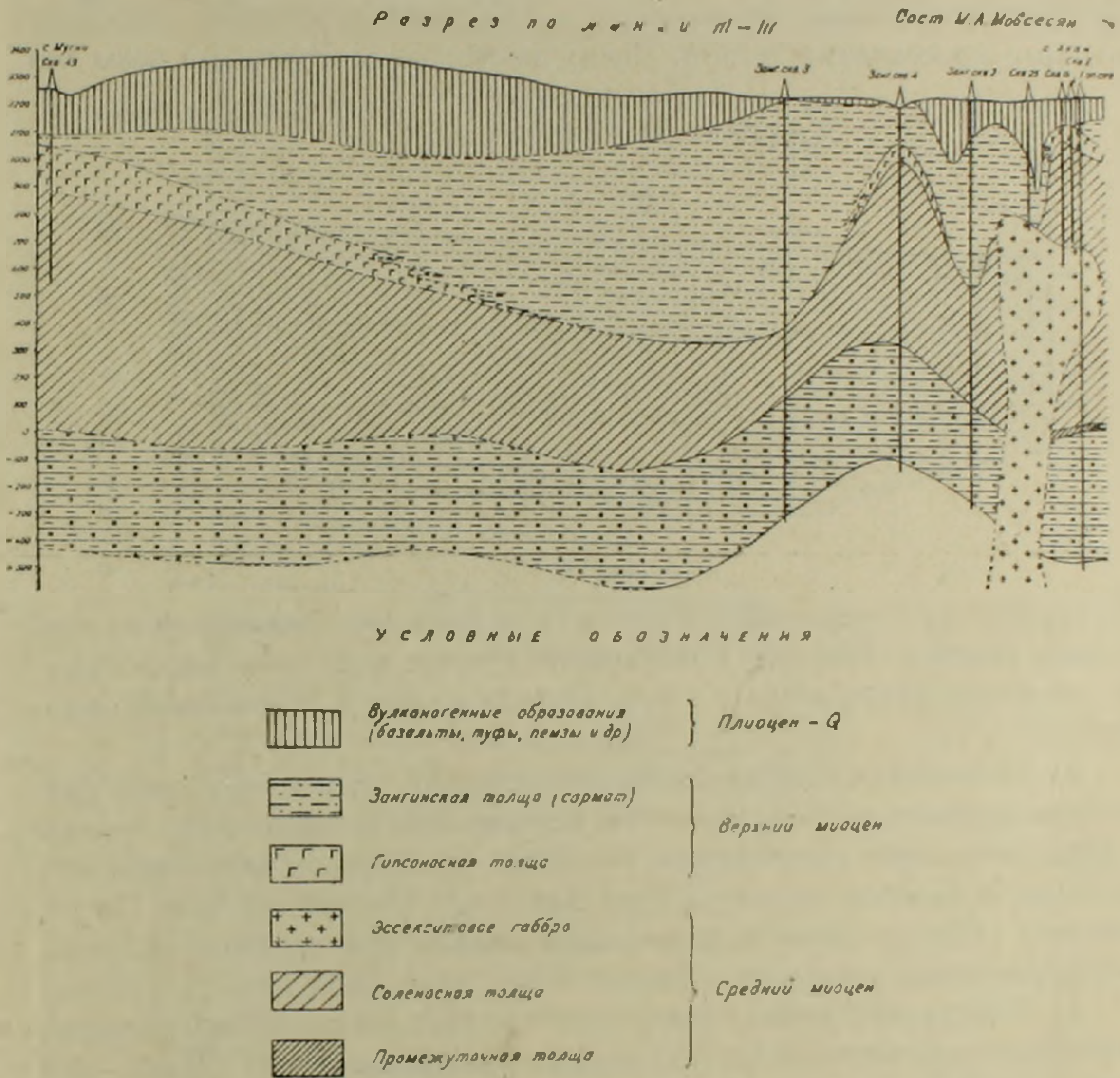
Соленосная толща перекрыта гипсоносной толщей, раздаискими песчано-мергелистыми породами; а все они вместе перекрываются толстым чехлом вулканогенно-осадочных образований плиоцен-четвертичных периодов. Соленосная толща подстилается красноцветной толщей.

Красноцветная толща Приереванского района принадлежит к типу лагунной формации межгорных прогибов (В. Е. Хаин). По составу пород и условиям формирования она отождествляется с молласами.

Мощность соленосной толщи колеблется от нескольких метров (в тектонически сравнительно стабильных зонах—краевые части прогиба) до тысячи и больше метров в зоне усиленного прогибания (в центральных частях прогиба—Аванская площадь). Судить о прослеживании соленосной толщи в северо-восточном направлении фактически очень трудно, что связано с отсутствием пробуренных скважин и погребением пород этих толщ и всех структур под более молодыми вулканогенными образованиями на территории от с. Элар до оз. Севан.

Есть критерии регионально-геологического характера, которые частично характеризуют размещение соленосной толщи в пространстве. Во-первых, красноцветная толща, которая подстилает соленосную, имеет выдержанную мощность, почти во всех местах прогиба, с выдержанными литологическими единицами (пласты конгломератов, песчаников), прослеживается с востока на запад (Джрвежское ущелье и Раздаиские скважины 2, 3, 5), фактически не меняя свою мощность и состав пород. Она простирается далеко за пределами Приереванского района, ингрессивно вникает в северо-восток до оз. Севан. Образовавшаяся толща каменной соли при дальнейшей дифференциации структуры прогиба вряд ли будет иметь такое узкое распространение. 1) Данные буровых скважин от южных частей исследуемого района до села Нурнус показывают увеличение мощности фундамента (красноцветной толщи), вместе с этим и увеличение мощности соленосной толщи в северо-восточном направлении. 2) При составлении разрезов вдоль и поперек исследуемого района были обнаружены антиклинальные и синклинальные структуры на фундаменте соленосной толщи (красноцветная толща), которые прослеживаются в северо-восточном направлении и постепенно погружаются. Вряд ли в таком коротком промежутке (от с. Тазагюх до с. Нурнус — 30—35 км) они могли бы изменитмежутке (от с. Тазагюх до с. Нурнус — 30—35 км) они могли бы изменить

ской экспедицией на юго-восточной окраине села Арцвакар была заложена скважина (скв. № 150, недалеко от оз. Севан), ствол которой прошел через соленосные породы — глины, мергели, со стяжениями порошковатой каменной соли и в некоторых местах с первичными прослойками (до 1 см) галита. Этот факт говорит о прослеживании соленосной толщи далеко в СВ направлении, за пределами тех зон (Нурнус-Егвард), которые до настоящего времени считались границей распространения соленосных пород.



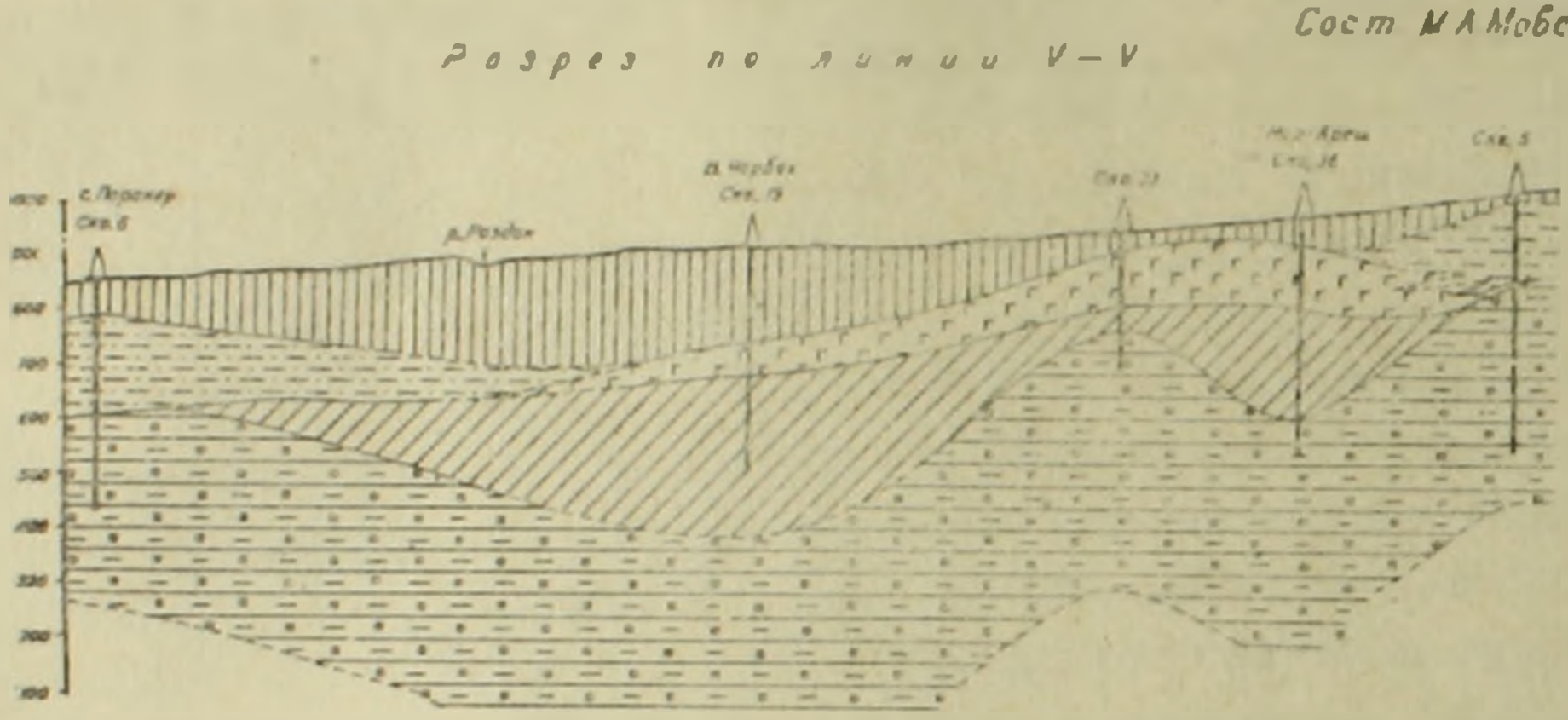
Фиг. 3.

Можно привести некоторые минералого-петрографические особенности пород соленосной толщи.

Как мы уже подчеркивали, вся соленосная толща в основном сложена из трех компонентов: галита, ангидрита и глины.

Мы различаем пять типов каменной соли.

1) Крупнокристаллическая разность каменной соли с идиоморфными кубическими кристаллами, которые ясно выделяются во время раздробления породы. В этой породе примеси ангидритовых кристалликов, глинистой фракции или вообще отсутствуют или представлены в незначительном количестве. Такая порода монолитная, чаще всего прозрачная, а местами по отдельным зонам дымчатая, что объясняется присутствием многочисленных сингенетичных пузырьков газов. В этой породе терригенная примесь почти отсутствует. В шлифах наблюдается кристаллическая структура с отчетливо ограненными кубическими, а иногда и разноформенными кристаллами галита. Часто наблюдаются сплошные зоны без



Фиг. 4.

кристаллических очертаний и с редкими прожилками, заполненными вторичным галитом. Местами в межкристаллизационных зонах наблюдаются структуры раздавления и течки. Порода плотная. Цвет—белый, прозрачный.

2) Монолитная разновидность каменной соли, чистая, в основном прозрачная, местами слабозагрязненная, местами слабоангидритизированная, с неравномерными, сравнительно мелкими, в основном неправильными зернами. В шлифах структура гранобластовая. Порода плотная. По отдельным участкам такой породы видны мелкие, идиоморфные, правильные кристаллики ангидрита в разбросанном виде. Цвет породы — белый.

3) Рыхлая, полурыхлая разновидность каменной соли, где отдельные, параллельно расположенные удлиненные кристаллы галита слабо или очень слабо сцементированы друг с другом.

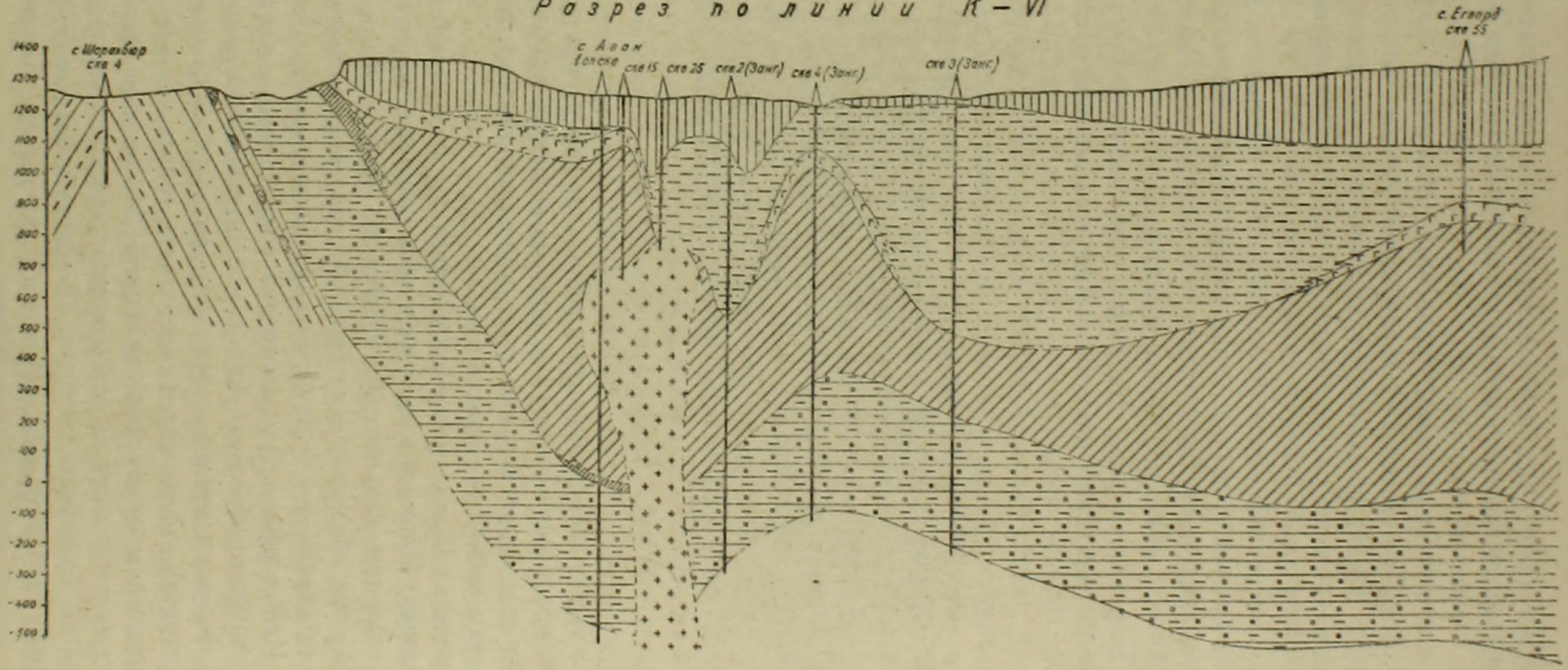
4) Глинистая разновидность каменной соли в виде смешанной породы. Такая порода рыхлая, непрозрачная.

5) Плотная, крепкая разность каменной соли. Эти механические качества породы обусловлены присутствием определенного количества ангидритовых кристалликов. Чем мельче кристаллики ангидрита и больше их число в породе, тем порода крепче и плотнее. Местами встречаются породы с ячейковидными или со сгустковидными выделениями отдельных ангидритовых и галитовых зон.

Мелкозернистый рассеянный ангидрит породе придает желтоватый, а его большое количество—коричневый цвет.

Сост. М.А. Мовсесян

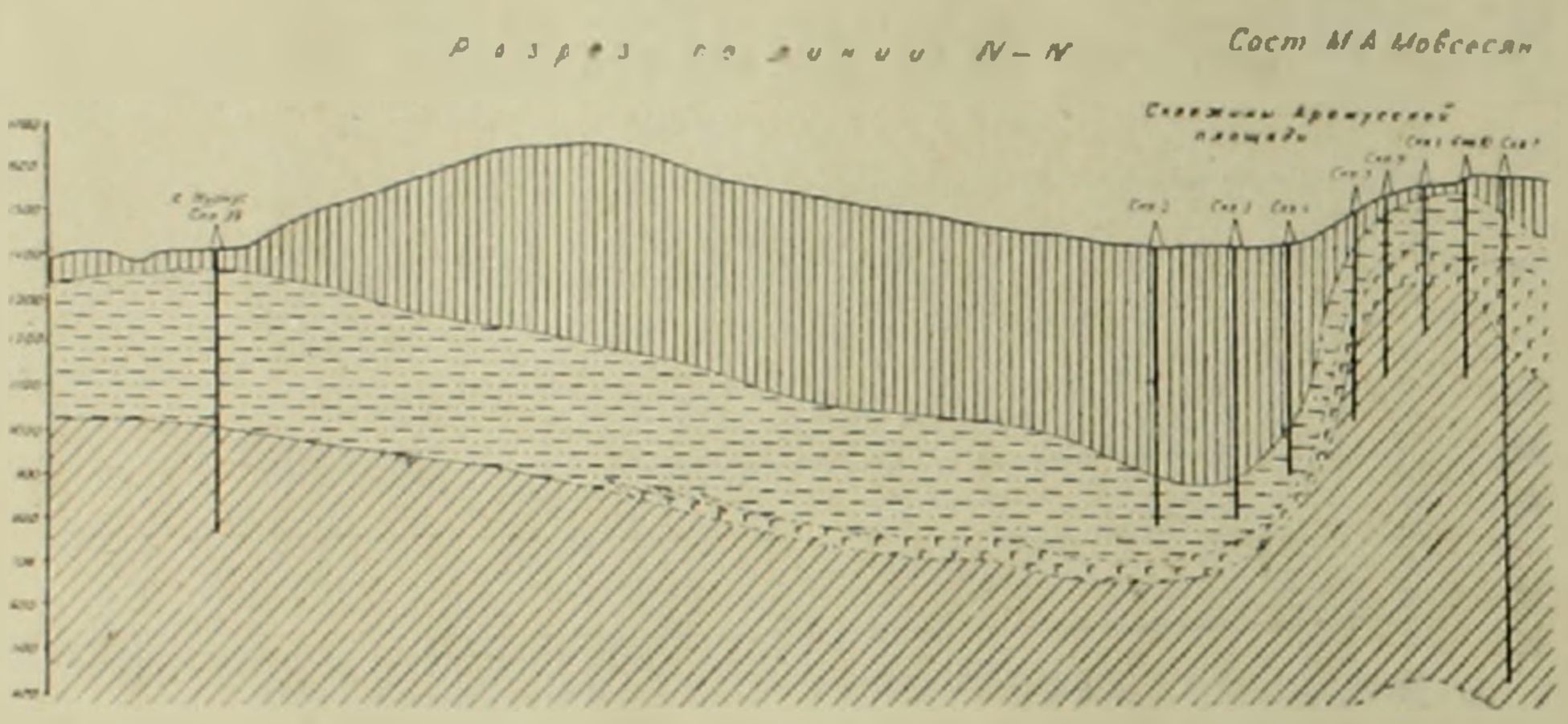
Розрез по линии К – VI



Фиг. 5.

Минерал галит (NaCl) является основным компонентом соленосной толщи. В иммерсии кристаллики, зерна галита имеют местами правильное, кубическое очертание, местами раздробленные, угловатые формы, а местами они бывают бесформенные, уплощенные. В крупных кристаллах иногда видны следы собирательной перекристаллизации, которые выявляются в виде параллельных зон вдоль геометрических ребер. Здесь встречаются ориентировочно расположенные пузырьки газов и кристаллики ангидрита.

Иногда в зернах галита видны оригинальные текстурные особенности в виде стекавших капелек жидкости. Очень трудно установить состав жидкостей или газов, находящихся в пузырьках. Можно сделать два предположения: первое — что пузырьки состоят из газов, второе — что в пузырьках находится погребенная рапа. Динамику образования этих структур можно представить следующим образом. При дальнейшем увеличении



Фиг. 6.

мощности соленосной толщи находящаяся рапа или газы в виде пузырьков и капель в нижележащих соленосных породах начинают двигаться по направлению меньших сопротивлений, т. е. по межплоскостным линиям, параллельно граням кубических кристаллов.

Местами в общей массе каменной соли встречаются матовые выделения и матовые зерна. Матовый цвет обусловлен наличием многочисленных пузырьков, имеющих зональное распределение. Пузырьки имеют часто квадратные формы, образование которых обусловлено заполнением газов или рапы под большим давлением и специфичностью кристаллической решетки галита. Идиоморфные, призматические кристаллики в галите имеют аутигенный характер, образовавшись в условиях высокой концентрации (выше, чем требуется для выпадения ангидрита — $CaSO_4$) рассола.

Часто в препаратах наблюдаются кристаллики галита, по ребрам которого сконцентрированы кристаллики ангидрита. Это явление свидетельствует о процессе диагенетического перерождения кристалликов галита во время собирательной перекристаллизации. Во время роста кристалликов галита кристаллики ангидрита, находящиеся в массе галита, вытесняются к ограниченным концам кристалликов галита.

В образовании мощных толщ ископаемых солей, в том числе и Приереванской соленосной толщи, огромную роль играли специфичные тектонические передвижки.

По В. В. Белоусову [1], «Мощность ничего не говорит о глубине бассейна: она только свидетельствует о размере прогибания земной коры, компенсированного накоплением». Полное прогибание компенсируется осадконакоплением.

М. П. Фивег [7] выделяет термин морской солеродный бассейн, который, по его мнению, лучше, чем «реликтовое море» У. Х. Твенхофела, «окраинное море» В. Н. Щербина или «обширные лагуны» А. А. Иванова. По мнению М. П. Фивега, непосредственная связь солеродного бассейна с морем, обладающим нормальной соленостью воды, в истории земли была редким исключением, а не правилом.

По М. П. Фивегу, соляной бассейн — это унаследованная зона от времени образования красноцветных пород, водоем которой имел сравнительно обширное простирание, чем водоем солеродного бассейна. Непосредственная связь солеродного бассейна с морем не существовала, а эта связь осуществлялась через систему бассейнов, по которым проходила океаническая вода до ее поступления в галитовые (солеродные) бассейны.

В Приереванском районе трудно установить тип связи солеродного бассейна с открытым морем, так как южные, юго-западные границы этого бассейна уходят в административные границы Турции, приграничные территории которой изучены недостаточно. Но есть такие критерии, факты, которые в достаточной степени характеризуют тип бассейна. Во-первых, существование Паракар-Тазагюх-Джрвежского поднятия в период накопления соленосных пород говорит о затруднительной связи морских вод с южной, юго-западной частью бассейна. Во-вторых, существование «промежуточной толщи» (нижняя часть гипсоносной толщи, где наблюдается непрерывный переход от красноцветной толщи к гипсоносной) в Джрвежском ущелье, аналогичной в возрастном отношении соленосной.

Как было указано, в период образования соленосной толщи связь солеродного бассейна с открытым морем осуществлялась через «промежуточную лагуну», располагавшуюся в Паракар-Тазагюх-Джрвежском участке. Воды открытого моря, проходя через эту промежуточную зону, частично выпариваясь, оставляли часть солевого баланса (сравнительно труднорастворимые соли — $CaSO_4 \cdot 2H_2O$) и в солеродный бассейн переносились легкорастворимые соли ($NaCl$) и часть растворенного гипса, который при высокой концентрации рапы солеродного бассейна отлагается как ангидрит ($CaSO_4$). О существовании такой «промежуточной лагуны» говорят факты фациального перехода нижней части гипсоносной толщи (промежуточная толща) в соленосную толщу в районе села Джрвеж. Все эти факты говорят о существовании участков впритык солеродного бассейна с разной средой, тенденцией прогибания и физико-химическими процессами, протекавшими в них.

По А. А. Иванову [4], Ереванская впадина по характеру и условиям

развития скорее должна быть отнесена к структурам типа краевых прогибов (переходная зона), чем межгорных впадин (геосинклиналь).

О принадлежности Ереванской впадины к типу межгорной впадины (а не к краевому прогибу) говорят следующие факты.

1) Подстилающая толща представлена красноцветными породами (конгломераты, галечники, красноцветные глины и т. д.), которые почти со всех сторон окаймляются горными хребтами, являющимися питающей областью этой зоны.

2) Дислоцированность фундамента (красноцветная толща) и небольшие размеры самой зоны солеродного бассейна (приблизительно 65—70 км длины, 40—50 км ширины).

3) Быстрое выклинивание соленосной толщи по периферия прогиба.

4) Фациальный переход на небольшом расстоянии в ЮВ части изученного района мощной соленосной толщи к гипсоносным породам Джрвежского ущелья.

Эти перечисленные факторы характеризуют соленосную толщу как продукт процессов, протекавших в межгорной впадине геосинклинальной области.

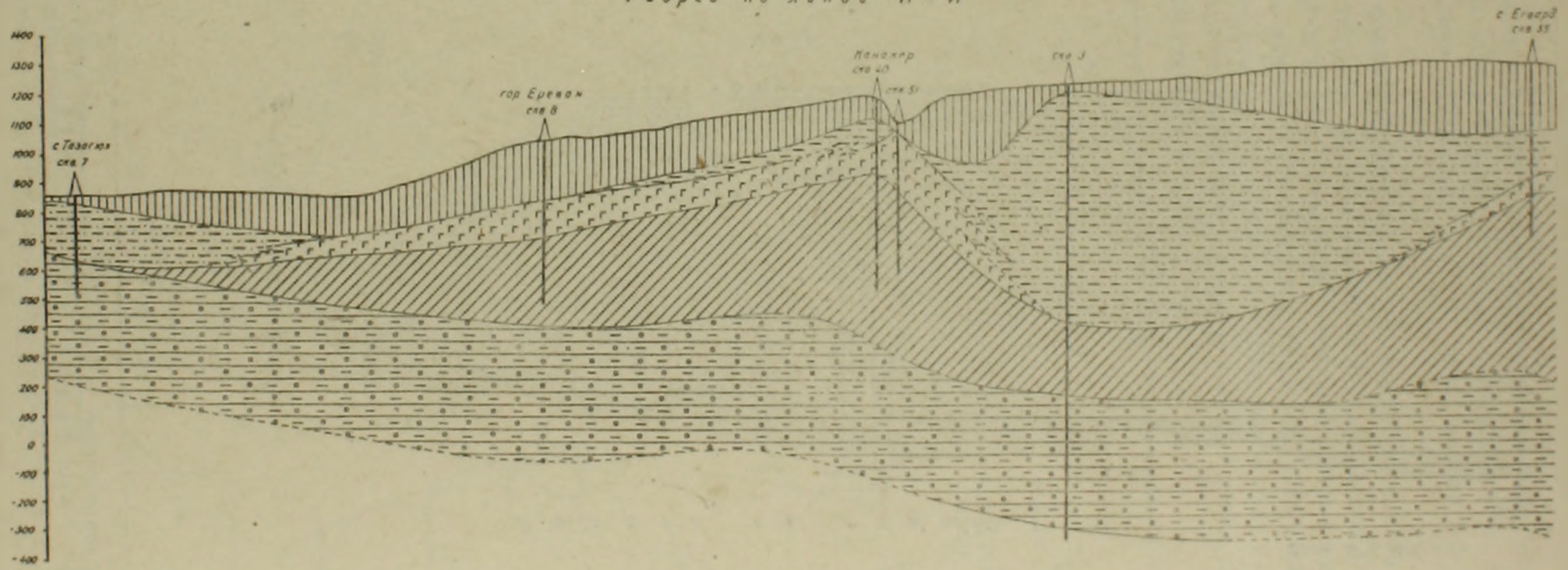
Во время изучения материалов из буровых скважин нами были обнаружены пять антиклинальных (в том числе и Шорахбюрская) и соответствующих им синклинальных складок. Эти структуры выявляются на фундаменте соленосной толщи (красноцветная толща), тянутся параллельно друг другу в северо-восточном направлении и в том же направлении погружаются (фиг. 2).

Большой интерес представляет почти полное соответствие структур красноцветной и соленосной толщ, т. е. на антиклинальных выступах красноцветной толщи располагаются антиклинальные складки соленосной толщи. Если учитывать тот факт, что после определенного периода прогибания Приереванского района, при дальнейшем воздействии пликативной дислокации образуются структуры в красноцветной толще, то бесспорно и продолжение этих передвижек в неогеновое время (ср. миоцен—время накопления соленосной толщи) в виде отдельных периодов альпийской складчатости. Эти синхронные структуры хорошо отображаются на геологических разрезах (фиг. 3, 4, 5).

Если время такого рода тектогенеза отражается на структурах такой терригенной толщи как красноцветная только образованием антиклинальных и синклинальных структур, то хемогенные породы соленосной толщи реагируют на это по-своему. Кроме образования синхронных антиклинальных и синклинальных структур красноцветной и соленосной толщ, в породах соленосной толщи начинаются процессы пластической деформации. В синклинальных прогибах создаются условия высокого динамического, механического давления, выше чем в высоких частях антиклинальных сводовых зон и вся соляная масса начинает течь от большого давления к сравнительно меньшим, вследствие чего происходит динамический процесс образования соляных куполов в Приереванской соленосной области (фиг. 3. 4, 5, 6, 7, 8).

Разрез по линии VI — VI

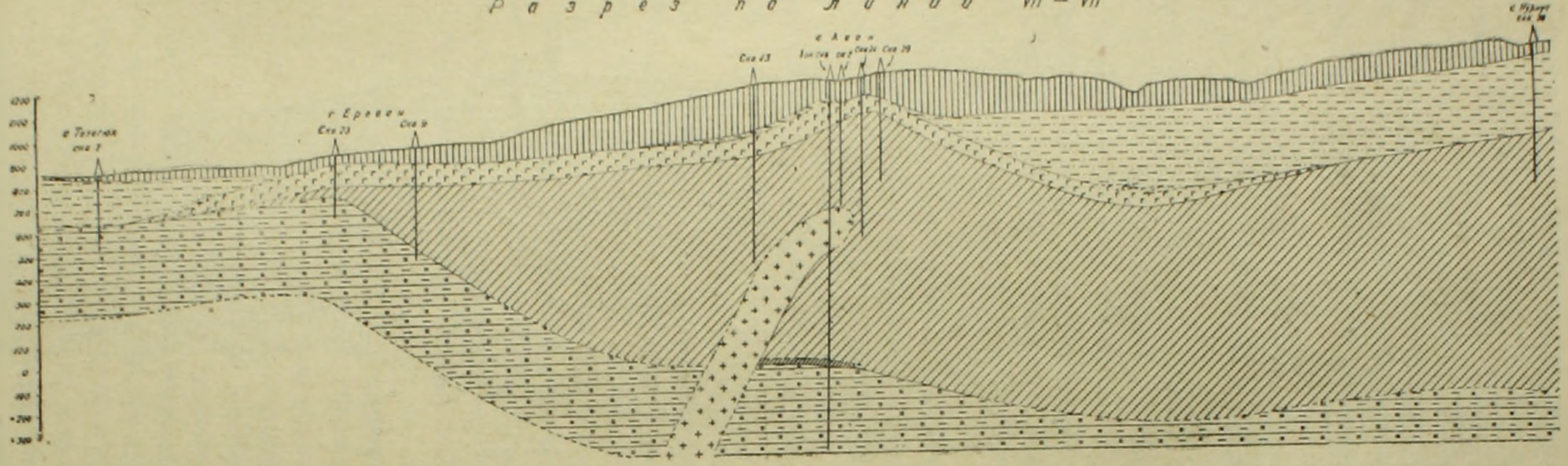
Сост М.А.Мовсесян



Фиг. 7.

Сост. М. А. Мовсесян

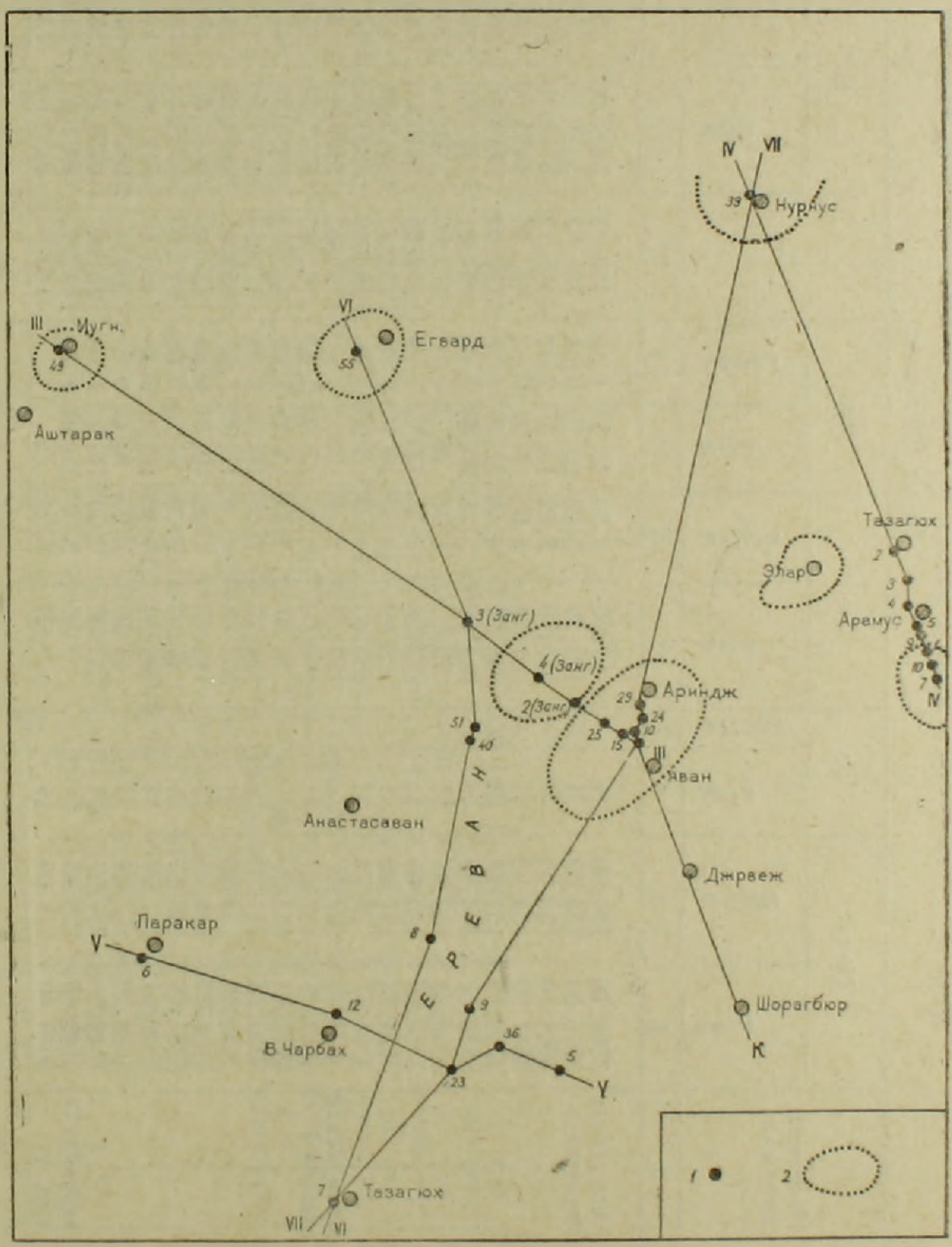
Разрез по линии VII — VII



Фиг. 8.

В Приереванской области пока что выявлены следующие 7 зон расположения таких куполов: аванская зона, зангинская зона, арамусская зона, эларская зона, егвардская зона, мугнинская зона и нурнусская зона (фиг. 9).

Наличие соляной тектоники, кроме перечисленных фактов, еще подтверждается тем, что во всех скважинах наблюдается увеличение угла падения пород от низких горизонтов соленосной толщи к верхним горизонтам. Такая же картина наблюдается в Аванском солеруднике, где в верхних горизонтах соленосной толщи пласты каменной соли и соленосной глины имеют почти вертикальное падение, а 45—50 м ниже уже пласты приобретают углы порядка 45—50°.



Фиг. 9. Схематическая карта расположения геологических разрезов Приереванского района. Условные обозначения. 1 — буровые скважины. 2 — Предполагаемые зоны соляной тектоники (куполы).

Таблица 1

Результат химического анализа водных вытяжек, приготовленных из образцов каменной соли
(в *мг*/100 *г* соли)

№№ п/п	№ обр.	Название скважин	Na^{+}		K^{+}		Ca^{++}		Mg^{++}		Σ	Cl^{-}		SO_4^{--}		HCO_3^{-}		Σ
			мг/*л*	*мг*/*экв*	*мг*/*л*	*мг*/*экв*	*мг*/*л*	*мг*/*экв*	*мг*/*л*	*мг*/*экв*		*мг*/*л*	*мг*/*экв*	*мг*/*л*	*мг*/*экв*	*мг*/*л*	*мг*/*экв*	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
1	162	Арамусская	3608,70	156,90	Н	—	97,00	4,84	13,37	1,10	162,84	5490,00	154,81	376,40	7,83	12,20	0,20	162,84
2	167	скважина 1	3576,84	155,08	Н	—	101,20	5,05	10,70	0,88	161,01	5491,09	154,84	292,00	6,07	6,10	0,10	161,01
3	171	.	3604,10	156,70	Н	—	158,76	7,92	13,37	1,10	165,72	5717,10	161,22	207,00	4,30	12,25	0,20	165,72
4	174	.	3547,29	154,23	Н	—	61,74	3,08	8,02	0,65	157,96	5495,00	154,95	135,50	2,81	12,20	0,20	157,96
5	177	.	3730,94	161,78	Н	—	88,20	4,40	21,40	1,76	167,94	5814,00	163,95	187,00	3,89	6,10	0,10	167,94
6	181	.	3375,97	146,39	Н	—	114,66	5,71	29,42	2,41	154,51	5329,50	150,29	193,50	4,02	12,20	0,20	154,51
7	183	.	3506,81	152,47	Н	—	26,8.	1,33	сл.	—	153,80	5423,04	152,92	33,00	0,68	12,20	0,20	153,80
8	190	.	3371,80	146,60	Н	—	299,88	14,96	13,35	1,09	162,65	5148,66	145,19	835,00	17,36	6,10	0,10	162,65
9	194	.	3124,84	131,06	Н	—	396,90	19,80	10,70	0,88	151,74	4712,88	132,90	901,00	18,74	6,10	0,10	151,74
10	1к	.	3094,12	129,74	Н	—	485,10	24,20	8,03	0,65	154,59	4325,52	121,97	1563,50	32,52	6,15	0,10	154,59
11	4к	Арамусская	624,91	27,17	Не опр.	—	167,52	8,35	сл.	—	35,52	1129,80	31,86	171,24	3,56	6,10	0,10	35,52
12	7к	скв. № 7	3842,61	167,07	Н	—	264,60	13,20	18,72	1,53	181,80	5907,24	166,58	726,90	15,12	6,10	0,10	181,80
13	11к	.	3579,67	151,29	Не опр.	—	74,97	3,74	13,35	1,09	156,12	5455,32	153,84	105,00	2,18	6,10	0,10	156,12
14	16к	.	3952,78	171,86	Не опр.	—	141,12	7,04	10,70	0,88	179,78	5649,00	159,30	980,00	20,38	6,15	0,10	179,78
15	19к	.	2851,08	123,96	Н	—	502,74	25,08	16,05	1,31	150,35	5164,80	145,64	222,00	4,61	6,10	0,10	150,35
16	22к	.	3122,25	135,75	Н	—	189,63	9,46	10,75	0,88	146,09	4842,00	136,54	454,50	9,45	6,10	0,10	146,09
17	28к	.	3237,48	140,67	Н	—	44,10	2,19	8,02	0,65	143,60	4938,84	139,27	203,50	4,23	6,10	0,10	143,60
18	31к	.	3397,21	147,27	Н	—	308,70	15,40	10,70	0,88	163,55	5197,08	146,55	808,00	16,80	12,25	0,20	163,55
19	37	.	3496,92	152,04	Н	—	44,10	2,20	8,05	0,65	154,89	5358,48	151,11	177,00	3,68	6,10	0,10	154,89
20	42	.	3542,46	154,02	Н	—	133,50	6,66	14,50	1,19	161,87	5519,88	155,65	294,00	6,11	6,15	0,10	161,87
21	55	Эларская	3149,85	136,95	Н	—	70,56	3,51	21,40	1,76	142,22	4971,12	140,91	53,45	1,11	12,20	0,20	142,22
22	67	скв. 1	3059,69	133,03	Н	—	147,50	7,36	сл.	—	140,39	4680,60	131,99	399,00	8,30	6,10	0,10	140,39

Продолж. талб. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
23	83	Эларская	3006,10	130,70	Н	—	273,42	13,64	10,70	0,88	145,22	4745,16	133,81	538,90	11,21	12,25	0,20	145,22
24	95	ск. 1	3266,23	142,01	Н	—	154,50	7,71	18,50	1,52	151,24	5132,52	144,73	308,60	6,41	6,15	0,10	151,24
25	98—3	»	3375,94	146,78	Н	—	246,50	12,30	2,67	0,22	159,30	5164,80	145,64	652,00	13,56	6 10	0,10	159,30
26	106	»	3375,94	145,44	2,34	0,06	17,88	0,89	2,67	0,22	146,61	5165,80	145,64	37,00	0,77	12,25	0,20	146,61
27	113	»	3345,12	137,19	Н	—	214,08	10,68	34,77	2,86	150,73	5132,52	144,73	283,85	5,90	6,10	0,10	150,73
28	129	»	3155,37	143,93	Н	—	240,84	12,01	21,40	1,76	157,70	5261,64	148,37	444,00	9,23	6,50	0,10	157,70
29	139	»	3310,39	143,85	Н	—	276,52	13,79	13,35	1,09	158,73	5220,36	147,56	537,00	11,17	6,35	0,10	158,73
30	288	Арамусск.	3308,55	145,40	Н	—	156,10	7,79	24,17	1,99	155,18	5261,64	148,37	323,00	6,71	6,30	0,10	155,18
31	291	скв. 9	3344,20	151,11	Н	—	124,88	6,23	15,95	1,30	158,64	5455,32	153,84	226,00	4,70	6,15	0,10	158,64
32	296	Арамусск.	3475,53	133,87	Н	—	606,53	30,26	7,92	0,65	164,78	4712,82	132,90	1528,00	31,78	6,20	0,10	164,78
33	298	скв. 10	3079,01	144,63	Н	—	169,48	8,45	10,60	0,87	153,95	5164,85	145,64	395,00	8,21	6,10	0,10	153,95
34	410	Джрвежск.	3326,49	130,02	Н	—	187,32	9,34	18,62	1,53	140,89	4745,16	133,81	331,00	6,88	12,20	0,20	140,89
35	414	скв. 26	2990,46	134,27	Н	—	205,16	10,24	31,10	2,55	147,06	4970,00	140,15	318,00	6,61	18,30	0,30	147,06
36	402	Джрвежск.	3410,44	148,28	Н	—	384,42	19,18	32,52	2,67	170,13	5198,08	146,58	1108,50	23,05	30,50	0,50	170,13
37	407	скв. 40	2975,28	129,36	Н	—	357,60	17,84	54,20	4,45	151,65	4909,60	138,45	611,00	12,70	30,55	0,50	151,66
38	1	Егвардск.	3550,51	154,37	78,00	0,19	182,86	9,12	10,84	0,88	164,56	5491,00	154,84	444,00	9,23	30,40	0,49	164,59
39	2	скв. 3	3710,36	161,32	117,00	2,92	169,48	8,45	л.	—	172,69	5843,68	164,79	356,00	7,40	30,50	0,50	172,65

Данные спектрального анализа соленосных глин и каменной соли показывают определенное преобладание малых элементов в глинах по сравнению с каменной солью.

Во всех разрезах, во всех частях одного разреза, по данным химического анализа водных вытяжек наблюдается следующая закономерность: там, где увеличивается количество (в *мг/л*) Na иона, уменьшается количество $Ca^{..}$ и $Mg^{..}$ ионов и наоборот. Соответственно с этим, с увеличением Cl^{-} аниона, уменьшается содержание SO_4^{--} и наоборот. Полная картина вариаций $Ca^{..}$, $Mg^{..}$, $Na^{.}$, Cl^{-} и SO_4^{--} ионов по анализу водных вытяжек каменной соли дана в табл. 1.

Следующая характерная черта соленосной толщи Приереванского района — это ее монотонность в минералогическом отношении. Вся соленосная толща состоит в основном из двух компонентов (не считая терригенную — глинистую часть) — из галита ($NaCl$) и из ангидрита ($CaSO_4$) с явным преобладанием галита. Ангидрит встречается в виде прослоек, иногда пластов в виде стяжений в общей массе каменной соли, в виде невыдержанных, друг от друга оборванных прослоев, связанных с быстрой коагуляцией гелей ангидрита в условиях высокой концентрации. Очень редко встречаются и другие минералы, как сильвин, гипс, полигалит. Присутствие K-иона в сравнительно чистой массе галита констатируется в некоторых местах соленосной толщи (Эларская скв. № 1, Разданская скв. № 3 и др.).

Наряду с повышением концентрации K иона (по данным химического анализа водных вытяжек каменной соли) уменьшается содержание Ca и Mg ионов, что говорит о высокой концентрации вод солеродного бассейна, которая связана не только с усиленным испарением и почти бессточным характером солеродного бассейна, но и полным или почти полным прекращением связи этого бассейна с открытым морем. Причину отсутствия или малого количества сильвина или вообще легко растворимых K—Mg солей в Приереванской соленосной области можно свести к двум факторам. Во-первых, существование геосинклинального режима, при котором имеется реальная возможность опреснения бассейна за счет пресных вод, стекавших с окаймляющих горных кряжей. Во-вторых, быстрая смена цикла регрессии новой трансгрессией (соленосная толща перекрывается гипсоносной и зангинской толщами).

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 12.I.1963

Մ. Ա. ՄՈՎՍԵՍՅԱՆ

ՄԻՐՋԻՐԵՎԱՆՅԱՆ ՇՐՋԱՆԻ ԱՂԱՔԵՐ ՀԱՆՏՎԱԾՔԻ ԼԻԹՈԼՈԳԻԱՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Մերձերևանյան շրջանի աղաքեր ապարներն ունեն մեծ կարողություն (1000 մ) Երևանյան իջվածքի կենտրոնական մասում (Ավանի շրջան) և ներկայացված են հետևյալ տիպերով՝ քարաղ, անհիդրիդ, կավ։

Աղաթներ նստվածքները առաջանում են որոշակի ավազաններում, կապված ծովի ջրի դուրշիացման հետ։ Նրանց առաջացմանը նպաստում են որոշակի տեկտոնական պայմանները և տաք, չորային կլիման։

Նրևանյան իջվածքը պատկանում է միջլեռնային իջվածքների տիպին։

Մերձնրևանյան շրջանի իջվածքի առաջացումը կապված է ընդհանուր տեկտոնական շարժումների հետ, որոնց առկայության պայմաններում առաջացել են հյուսիս-հյուսիս-արևմտյան և հարավ-հարավ-արևելյան ուղղության ծալքեր։

Աղային գմբեթների առաջացումը Մերձնրևանյան շրջանում նույնպես կապված է տանդենցիալ ուժերի ներգործության հետ։

ЛИТЕРАТУРА

1 **Белоусов В. В.** Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1954.

2. **Габриелян А. А.** К тектонике Араратской котловины. ДАН АрмССР, № 3, 1948.

3. **Иванов А. А.** Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. Тр. ВСЕГЕИ, М., 1953.

4 **Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф.** Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Тр. ВСЕГЕИ, М., 1960.

5. **Месропян А. И.** Крупнейшая залежь каменной соли в Армении. Изв. АН АрмССР, т. XII, № 1, 1959.

6. **Мовсесян М. А., Петросов И. Х.** Некоторые вопросы минералогии и палеогеографии соленосной толщи Приереванского района. Изв. АН АрмССР, том XV, № 6, 1962.

7. **Фивег М. П.** Типы солеродных бассейнов. Тр. ВНИИГ, вып. XXXII, Л., 1956.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 4—5, 1963 Геологич. и географич. науки

ЛИТОЛОГИЯ

И. Х. ПЕТРОСОВ

ГЕНЕЗИС ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОЛИГОЦЕН-МИОЦЕНОВЫХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ ПРИЕРЕВАНСКОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР

В разрезе верхнего палеогена и неогена Приереванского района выделяются* следующие биостратиграфические единицы: нижний—средний олигоцен (шорагбюрская толща; мощность 800 *м*), верхний олигоцен—нижний миоцен (красноцветная толща; мощность до 800 *м*), средний миоцен (гипсоносная и соленосная толщи; мощность первой—350 *м*, второй—до 1000 *м*), верхний миоцен (разданская толща; мощность до 1000 *м*).

Глины составляют более 60% всей осадочной серии. Они формировались в различных фациальных (морских, континентальных, лагунных и др.) и палеогеографических условиях; сравнительное их изучение позволяет выявить особенности образования глинистых минералов при смене фациально-палеогеографической обстановки в центральной геосинклинальной области, при ослабевании или усилении тектонических движений и существенном влиянии вулканизма на осадконакопление.

В результате комплексного исследования этих глин для каждой из указанных толщ выявлены характерные ассоциации глинистых минералов. Подробное описание последних (с привлечением результатов рентгеноструктурного, термического, электронографического, электронномикроскопического и др. методов анализа) дано в отдельной заметке. Здесь же рассматривается вопрос о генезисе глинистых минералов в связи с палеогеографической и фациально-геохимической обстановкой осадконакопления.

Шорагбюрская толща формировалась в условиях теплого мелководного бассейна с нормальной соленостью и установившимся гидродинамическим режимом. Об этом свидетельствует заключенная в ней обильная и богато скульптированная конхилиофауна, нуммулиты, коралловые постройки, значительная карбонатность пород (достигающая в среднем 18%), их структурные и текстурные особенности.

В течение нижнего и, отчасти, среднего олигоцена шорагбюрский бассейн представлял собой открытый водоем, широко сообщавшийся с аква-

---

* По А. А. Габриеляну.

торией средиземноморской геосинклинали. Начиная приблизительно с конца нижнего олигоцена, наблюдаются явные признаки обмеления бассейна; периодически затрудняется связь с открытым морем, воды его подвергаются значительному испарению, происходит интенсивное выпадение карбонатов, образование аутигенного гипса, барита и целестина.

Основные особенности палеогеографии суши были обусловлены главным образом предолигоценовыми тектоническими движениями. Рельеф прилегающей к шорагбюрскому бассейну суши был сравнительно невысоким.

Основные области питания (горные массивы) были связаны с бассейном промежуточной пологой сушей, о чем свидетельствуют характер литофаций и особенности петрографического и минералогического состава пород. О слабой расчлененности нижне-среднеолигоценового рельефа говорят также фитоландшафты этого времени. Обнаруженные в шорагбюрской толще комплексы спор и пыльцы почти полностью относятся к формам так называемого нижнего пояса, произрастающим на высотах ниже 500 *м*.

Прогибание дна шорагбюрского бассейна сопровождалось интенсивным проявлением подводного и наземного вулканизма; наиболее сильное проявление вулканизма имело место на юге и юго-востоке, где средний и верхний олигоцен представлен вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами.

Климат в нижнем олигоцене был жарким и умеренно-влажным, но уже в конце нижнего олигоцена он испытывал тенденцию к засушливости, а в среднем олигоцене—существенно изменяется и приобретает аридные черты. Об этом свидетельствуют: комплексы спор и пыльцы, высокая карбонатность пород, наличие в верхах разреза аутигенного гипса, барита, целестина, палыгорскита и отсутствие здесь сильно измененных глинистых минералов.

Главными источниками питания были основные, ультраосновные и вулканогенно-осадочные породы; весьма подчиненное значение имели кристаллические сланцы и кислые интрузии.

Формирование красноцветной толщи происходило в существенно иных условиях. В результате мощных предверхнеолигоценовых тектонических движений вся область вовлекается в поднятие; нижне-среднеолигоценовое море сокращается, а вдоль современной араксинской депрессии образуется обширный межгорный прогиб. Верхнеолигоцен-нижнемиоценовый бассейн приереванской впадины, в котором отлагались осадки красноцветной толщи, представлял собой внутриконтинентальный полуопресненный водоем.

Интенсивное воздымание горных массивов и усиленное прогибание впадины приводят к резкому расчленению прилегающей суши. Указанные массивы подвергались сильному размыву; селевые потоки и реки сносили в водоем значительное количество грубообломочного материала, который в силу особенностей гидродинамики бассейна не подвергался сортировке.

В красноцветной толще остатков фауны и флоры не обнаружено; отсутствуют также споры и пыльца. Таким образом, непосредственных кри-

териев для суждения о климатических условиях верхнего олигоцена—нижнего миоцена не имеется; тем не менее, совокупность косвенных признаков позволяет, на наш взгляд, говорить об этом достаточно определенно.

Фациальный облик красноцветной толщи, а также петрографический и минеральный состав слагающих ее пород, свидетельствуют о противоречивом характере этих признаков, т. е. формирование ее происходило как бы в условиях взаимоисключающих процессов. Высокая карбонатность пород, наличие пропластков сингенетического гипса и палыгорскита свидетельствуют о сухом и жарком климате в период образования красноцветной толщи; с другой стороны, наличие мощных пластов конгломератов и галечников, гидроокислов железа в качестве пигментирующего вещества, глубоко и почти полностью измененных породообразующих и глинистых минералов и каолинита говорит об интенсивном химическом и механическом выветривании в условиях жаркого и влажного климата. Анализ фактического материала приводит к заключению, что наличие указанных факторов было обусловлено вертикальной климатической зональностью. В результате интенсивного воздымания горных сооружений и прогибания дна водоема устанавливается значительная разница в относительных высотах области сноса и области накопления. Это обстоятельство явилось причиной формирования высокого и расчлененного рельефа и установления в верхнем олигоцене—нижнем миоцене вертикальной климатической зональности. В области осадконакопления господствовал сухой и жаркий климат: осаждались карбонаты, гипсы, существовали условия для образования палигорскита. В предгорных же областях климат был жаркий и значительно влажный: здесь развивается красноцветный тип выветривания, минералы подвергаются глубокому разложению. Отметим, что по мере ослабления влияния климатической зональности (пенепленизация суши) постепенно увеличивается карбонатность пород, количество грубообломочного материала резко уменьшается, появляются пропластки гипса, каолинит и пигментирующее вещество исчезают, увеличивается количество палыгорскита, уменьшается роль смешанно-слойных минералов и разбухающего хлорита.

В результате интенсивных тектонических движений в верхнем олигоцене — нижнем миоцене происходит новое проявление эффузивного и интрузивного вулканизма. Нижнемиоценовый эффузивный вулканизм наиболее интенсивно был выражен в Айоцдзоре: продукты его представлены здесь мощными покровами андезитовых лав, их туфобрекчиями и туфоконгломератами.

Судя по распределению в красноцветной толще пирокластического материала, на северо-западе от приереванской впадины вулканическая деятельность была значительно менее интенсивной. Большое количество пепла и стекла заносилось в бассейн ветром и осаждалось здесь вместе с терригенным материалом.

Выделенные в шорагбюрской толще ассоциации обломочных минералов в целом сохраняются и в красноцветной, но вместе с тем наблюдается и некоторое своеобразие; в частности роль фемических минералов и об-

ломков эффузивных пород в породах красноцветной толщи заметно возрастает. По-видимому, эти изменения объясняются тем, что в сферу областей питания вовлекаются основные и средние эффузии верхнеолигоцен-нижнемиоценового возраста, продукты выветривания которых сносились в область осадконакопления с востока и северс-востока [8].

Формирование гипсоносно-соленосной толщи происходило в условиях лагуны и солеродного бассейна. В среднемиоценовом приереванском бассейне лагуна была довольно четко разграничена от зоны соленакопления. Она являлась промежуточным звеном, связывающим открытое море с солеродным бассейном. Лагуна питала подвижную зону соленакопления новыми порциями легкорастворимых солей (соленосная толща) и являлась местом выпадения гипса, ангидрита и др. (гипсоносная толща).

Рельеф среднемиоценовой суши был сглаженным и весьма невысоким. Пенепленизация суши происходит в результате интенсивных процессов денудации, продолжавшихся в течение всего верхнего олигоцена и нижнего миоцена. Более или менее возвышенные участки отстояли на большом расстоянии от области осадконакопления. Региональная пенепленизация среднемиоценового рельефа приводит к исчезновению вертикальной климатической зональности. Речные системы отличались весьма незначительной движущей силой: в бассейн заносился лишь глинистый материал.

Одним из наиболее важных факторов образования мощных галогенных толщ был климат: в среднем миоцене устанавливаются типичные аридные условия. О сухом и жарком климате этого времени свидетельствуют многочисленные виды спор и пыльцы ксерофитной флоры, обнаруженные в гипсоносной и соленосной толщах, мощные пласты каменной соли, ангидрита, отсутствие грубообломочного материала и, наконец, породообразующий палыгорскит.

Породы гипсоносно-соленосной толщи, сравнительно с другими, значительно обеднены тяжелыми (кластическими) минералами; однако по составу они почти не отличаются от минералов красноцветной толщи. Очевидно петрографические провинции в период формирования обеих толщ (красноцветной и гипсоносно-соленосной) почти не менялись, но влияние других факторов обусловило своеобразие их минерального состава. Интенсивное выветривание и снос, мощный вулканизм — таковы основные особенности осадочного процесса в верхнем олигоцене — нижнем миоцене; значительное ослабление вулканизма и процессов выветривания, интенсивное хемогенное минералообразование характеризуют осадконакопление в среднем миоцене. Именно указанные особенности и явились причиной своеобразия минерального состава этих толщ.

В верхнем миоцене трансгрессия моря достигает максимума; формирование зангинской толщи происходило в условиях уже значительно опресненного мелководного бассейна, широко сообщавшегося с открытым морем. Об этом свидетельствуют остатки пресноводных гастропод, пелеципод и однообразной мактровой фауны. Вместе с тем верхнемиоценовый бассейн был все еще несколько изолирован, что подтверждается наличием в составе мактр многочисленных местных эндемических форм. Об этом

говорит также наличие в зангинской толще маломощных пластов ангидрита.

Рельеф суши был сглаженным и невысоким. Об этом свидетельствует отсутствие грубообломочных пород в разрезе верхнего миоцена, а также проникновение отдельных заливов сарматского моря до водоразделов Восточно-Армянской геоантиклинали.

Не изменялись также и климатические условия. О сухом и жарком климате в верхнем миоцене свидетельствуют многочисленные виды ксерофитной флоры, обнаруженные в зангинской толще; об этом говорит также наличие здесь породообразующего палыгорскита и пропластков гипса. Отсутствие в разрезе верхнего миоцена галогенных образований объясняется, очевидно, тем, что в результате трансгрессии море заливает ряд четкообразно расположенных изолированных водоемов.

Сокращение площади верхнемиоценовой суши отразилось также на составе обломочных минералов зангинской толщи. Это изменение выражается в резком увеличении содержания некоторых тяжелых минералов: авгита, роговой обманки, пикотита, глаукофана, эпидота и др. Последнее объясняется тем, что обломочный материал поступал в верхнемиоценовый бассейн непосредственно с водораздельных хребтов, сложенных интрузивными и эффузивными породами.

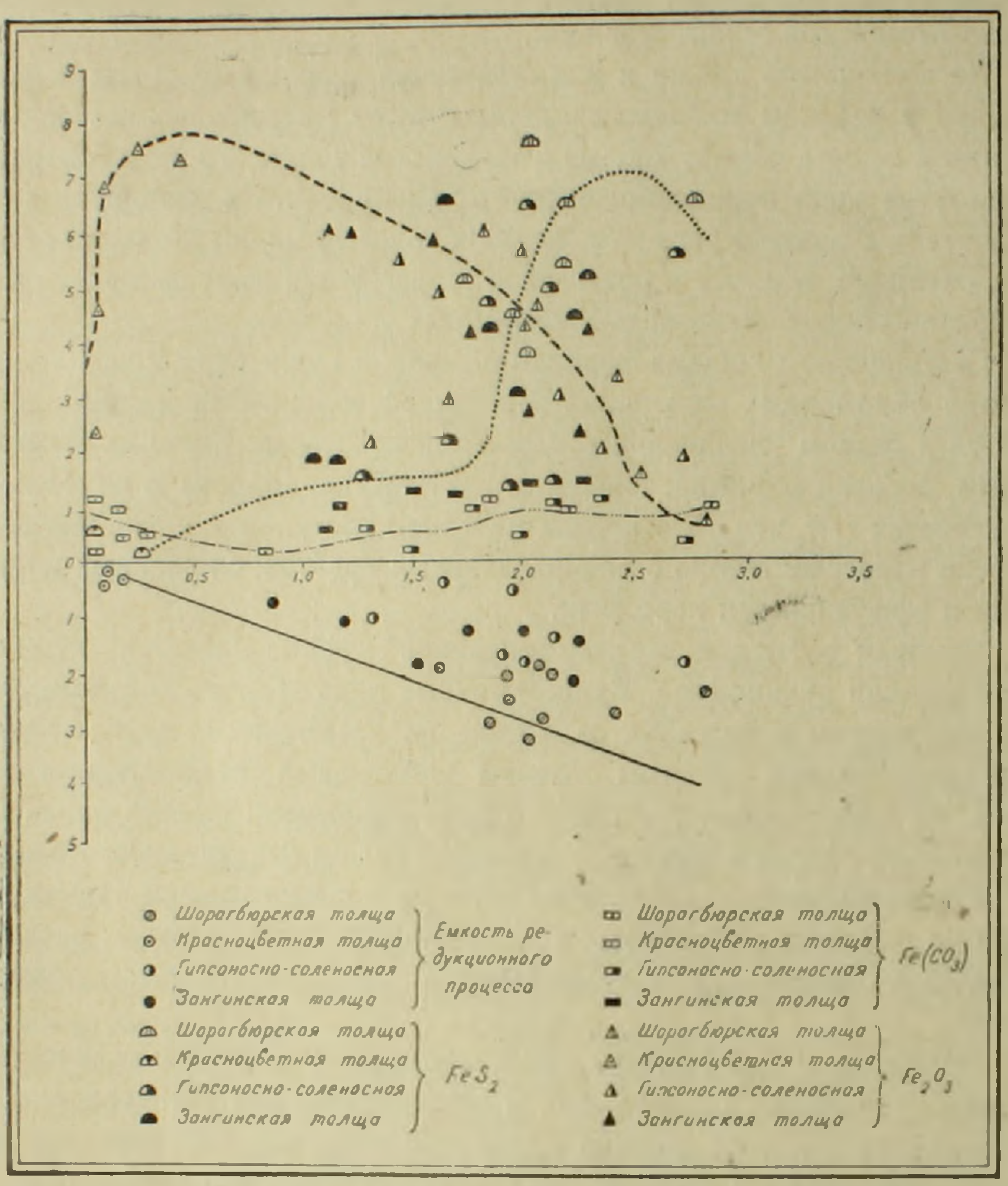
Важным событием верхнемиоценовой истории является проявление нового цикла вулканизма. Вулканогенные породы этого возраста широко распространены в бассейне оз. Севан, на Гегамском и других нагорьях. Они представлены главным образом эффузивами трахилипаритового состава, их пирокластами, а также туфопесчаниками; однако пепла и вулканического стекла в породах зангинской толщи сравнительно мало.

Ознакомившись с основными чертами палеогеографии времени образования олигоцен-миоценовых толщ Приереванского района, рассмотрим некоторые особенности геохимической обстановки соответствующих водоемов.

Этот вопрос был выяснен в результате качественной и количественной оценки аутигенных (хемогенных и диагенетических) минералов: для реконструкции солевого состава наддонной воды учитывались особенности распространения в отдельных фациально-генетических комплексах таких хемогенных минералов как кальцит, ангидрит и галит, для окислительно-восстановительных условий в осадке — аутигенных форм железа (сульфидного, сидеритового и гидроокисного).

По средним содержаниям различных форм железа и остаточному органическому углероду построены кривые (фиг. 1). На горизонтальной оси отложены содержания остаточного углерода, на вертикальной—средние значения различных форм железа. Пик кривой сульфидного железа совпадает с областью распространения гипсоносно-соленосных, зангинских и шорагбюрских глин (особенно последних). Эта область соответствует на горизонтальной оси отрезку с величиной 1,3—2,8 $C_{орг.}$. Область меньших содержаний $C_{орг.}$ (0,1—0,7%) совпадает с максимумом кривой гидроокисного железа. Здесь концентрируются лишь глины красноцветной тол-

щи. Кривая сидеритового железа располагается почти параллельно горизонтальной оси. По-видимому, это объясняется присутствием во всех глинах значительного количества железа, входящего в кристаллическую решетку хлоритов (последнее раздельно не определялось).



Фиг 1. Распределение аутигенных форм железа в олигоцен-миоценовых глинах Приереванского района.

Нижняя диаграмма отражает емкость редукционного процесса при формировании ассоциаций глинистых минералов. На вертикальной оси обозначены содержания $C_{орг.}$, ушедшего на восстановление различных форм железа. Из диаграммы видно, что по мере падения окислительно-восстановительного потенциала, емкость редукционного процесса возрастает. Итак, в осадках красноцветной толщи господствовали окислительные условия; при формировании осадков гипсоносно-соленосной и зангинской толщ среда была восстановительной; наиболее же интенсивно восстановительные процессы развивались в осадках шорагбюрской толщи.

Другой график (фиг. 2), составленный на основании количественного соотношения хемогенных минералов, отражает солевой состав наддонной

воды соответствующих водоемов. За 100% принята сумма хемогенных минералов в отдельной толще; по процентному содержанию (среднее значение по всем разрезам) компонентов от общей массы породы установлены их количественные соотношения (заштрихованные поля). Последние достаточно хорошо характеризуют каждую толщу, взятую в отдельности, но исключают их сопоставление. Поэтому в графе слева приводится также процентное содержание отдельных компонентов в каждой толще.

Из диаграммы видно, что наддонная вода во всех водоемах характеризовалась высокой концентрацией солей; однако легко заметить, что в различные этапы эволюции приереванского бассейна солевой состав существенно менялся во времени: наиболее осолоненной была наддонная во-

Распределение хемогенных минералов в олигоцен-миоценовых толщах Приереванского района

Наименование минералов	Соленосная		Гипсоносная		Зангинская		Шорагбюрская		Красноцветная	
	% от веса породы	Соотношение минералов в толще	% от веса породы	Соотношение минералов в толще	% от веса породы	Соотношение минералов в толще	% от веса породы	Соотношение минералов в толще	% от веса породы	Соотношение минералов в толще
		30 60 90		30 60		30 60		30 60		30 60
Галит	30		—		—		—		—	
Ангидрит	8		20		5		2		2	
Кальцит	8		13		20		18		12	

Фиг. 2.

да среднемиоценового бассейна (соленосная и гипсоносная толщи), далее сарматского (зангинская толща), нижне-среднеолигоценового (шорагбюрская толща) и, наконец, верхнеолигоцен-нижнемиоценового (красноцветная толща). Судя по содержанию палыгорскита, в этом же порядке возрастает щелочность растворов.

Изложенное выше подтверждается также данными спектрального анализа. Установлено, что особенности распределения некоторых малых элементов (стронция, бария, марганца, никеля, кобальта, титана, ванадия, хрома, меди и бора) в различных фациальных типах глин связаны со следующими факторами: степенью осолоненности бассейна, гидрохимическим режимом водоема (карбонатным, сульфатным, хлоридным), содержанием в нем органического вещества, а также интенсивностью химического выветривания на суше и близостью источников питания.

Итак, образование олигоцен-миоценовых типов Приереванского района происходило в водоемах разного генетического типа, в различных палеогеографических и геохимических условиях. Рассмотрим какие из указанных факторов имели наиболее важное значение в формировании ассоциаций глинистых минералов.

Глины морского генезиса (шорагбюрская толща).

А) *Ассоциация:* хлорит-гидрослюда-монтмориллонитовая. Можно указать на две генетические разновидности—аутигенную и терригенную и соответственно два источника монтмориллонита. Источником первой разновидности являлись продукты вулканической деятельности (главным образом пепел), весьма интенсивно проявившейся в нижнем—среднем олигоцене. Пепел заносился ветром в бассейн и осаждался здесь вместе с терригенным материалом. Особенно много его содержится в цементе песчаников. Именно этим объясняется почти полное отсутствие примесей в глинистой фракции песчаников. В значительных количествах он присутствует также и в глинах. В условиях моря с большим резервом кальция пепловый материал постепенно преобразовывался в монтмориллонит [1, 7, 13, 6]. В глинах шорагбюрской толщи эта разновидность имеет весьма большое значение: за счет нее общее содержание монтмориллонита достигает 90% глинистой основы. Сравнительная минералогическая характеристика этих и других изученных глин, в формировании которых пепловый материал не имел сколько-нибудь существенного значения, позволяет считать, что в образовании шорагбюрской толщи важное значение имела и терригенная разновидность монтмориллонита. Предполагается, что последняя развивалась на массивах основного и ультраосновного состава в условиях сухого и жаркого климата [1, 2, 3, 4, 11, 6].

Гидрослюда представляет собой продукт стадийного изменения полевых шпатов; генетически она связана с выветриванием кислых (возможно также средних и основных) изверженных пород в условиях сухого климата и слабого выноса щелочей (И. И. Гинзбург, 1951, 1958; В. П. Петров, 1948; Р. Грим, 1956). Стадийное изменение полевых шпатов — широко распространенное явление не только в шорагбюрских, но и в других изученных глинах. Отсутствие правильных кристаллографических (удлиненно-призматических и др.) форм гидрослюды, характерных для аутигенных разностей, а также наличие в глинистой фракции песчаников и в самих глинах одних и тех же неправильных и плотных чешуек свидетельствуют о ее терригенном происхождении. По-видимому, в результате захвата калия гидрослюда подвергалась в бассейне некоторой диагенетической переработке [15]. Однако, едва ли это обстоятельство влияло на решетку минерала [17].

Хлорит является продуктом разложения эффузивных пород — андезитов и порфиритов. Об этом свидетельствуют хлоритизированные обломки пород в глинах и песчаниках, в последних это выражено более отчетливо. Хлорит развивается преимущественно по темноцветным минералам (главным образом по пироксенам), но возможно также и по стеклу [4, 5].

Б) *Ассоциация:* палыгорскит-гидрослюда-хлорит-монтмориллонитовая.

Присутствие палыгорскита (как примеси) в глинах верхних горизонтов шорагбюрской толщи во всех изученных разрезах позволило выделить ее в самостоятельную ассоциацию. Образование палыгорскита в рыхлых субстратах и на изверженных породах, вынос его в составе взвесей и аккумуляция в современных морских осадках можно считать установленным. В литературе имеются указания присутствия аутигенного палыгорскита в отложениях интенсивно испарявшихся водоемов [11, 16], об образовании его в бассейне в щелочных условиях в результате разложения пироксенов [7]. Н. В. Тагеевой обнаружен диагенетический палыгорскит в донных осадках Каспийского моря [14]. Обращаясь к генезису палыгорскита в шорагбюрской толще, нужно отметить, что непосредственных данных для отнесения его к терригенной или аутигенной разновидностям у нас не имеется. Однако некоторые косвенные критерии говорят скорее за его терригенный генезис, к терригенной или аутигенной разновидностям у нас не имеется. Однако некоторые косвенные критерии говорят скорее за его терригенный генезис.

И. И. Гинзбург указывает [4], что для выпадения палыгорскита из растворов необходимы сильно щелочные условия (pH=9,5). Из приведенных выше данных можно заключить, что при формировании шорагбюрской толщи наддонная вода не отличалась столь повышенной щелочностью; очевидно хемогенная садка палыгорскита здесь исключалась. Мало вероятным кажется образование его и в стадию диагенеза, поскольку палыгорскит приурочен лишь к самым верхним горизонтам шорагбюрской толщи; если допустить, что образование его происходило в стадию диагенеза, тогда становится непонятным, почему это имело место лишь в конце существования бассейна, а не в течение всей ее истории. В нашем случае палыгорскит не является также продуктом разложения пироксенов: наиболее распространенным минералом этой группы в шорагбюрской толще является авгит, который лишен сколько-нибудь существенных следов разложения (другие встречаются редко, но тоже в свежих зернах). Все это позволяет предположить, что палыгорскит был образован на суше в условиях аридного климата и слабой химической дифференциации. Генетически он вероятно связан с почвами, а возможно и с породами основного состава.

Приуроченность палыгорскита к верхам шорагбюрской толщи является результатом постепенной аридизации климата: именно в конце среднего олигоцена из субтропического он превращается в типичный аридный.

Глины континентального генезиса (красноцветная толща).

А) Ассоциация: гидрослюда-хлорит-монтмориллонитовая. По генезису эти минералы не отличаются от вышеописанных. Роль гидрослюды и хлорита значительно возрастает. Рассматриваемая ассоциация характерна для глин аванского разреза; в других глинах в ее составе в значительных количествах присутствуют смешанно-слойные минералы. Все эти особенности связаны с ослаблением вулканической деятельности и неравномерным распределением по площади пеплового материала. Сказанное схематически можно проиллюстрировать на примере двух разрезов:

1. Егвардский

а. Мало пепла
б. Мало монтмориллонита
в. Много смешанно-слойных минералов
г. Много примесей
д. Ясно наблюдается стадийный переход хлорита через промежуточные смешанно-слойные минералы в монтмориллонит

2. Аванский

а. Много пепла
б. Много монтмориллонита
в. Мало смешанно-слойных минералов
г. Мало примесей
д. Стадийность изменения хлорита сильно завуалирована.

Таким образом, влияние продуктов вулканической деятельности на формирование ассоциаций глинистых минералов выражалось в преобразовании этих продуктов в монтмориллонит, в значительном разбавлении им терригенных компонентов и в существенном искажении естественных рядов глинистых минералов.

б) Ассоциация: каолинит-смешанно-слойные (хлорит-монтмориллонитовые) минералы — разбухающий хлорит-монтмориллонитовая. Генетически она связана главным образом с продуктами выветривания эффузивных пород преимущественно среднего состава. Выветривание последних происходило в вертикальной гумидной зоне. Здесь развивался красноцветный тип выветривания; из силикатов активно выносились щелочи, щелочные земли и железо. Эти процессы протекали при весьма скудном растительном покрове: среда была окислительной и слабо кислой (ближе к нейтральной); поэтому железо окислялось и в пределах водосборных площадей выпадало в виде гидроокислов, окрашивая продукты выветривания в красный цвет.

Очевидно при этих условиях глинистые минералы подвергались значительным структурным преобразованиям, выразившимся в их стадийном изменении и широком распространении смешанно-слойных минералов. Можно указать по крайней мере на три продукта стадийного изменения хлорита:

1. Смешанно-слойное образование с неупорядоченно расположенными разбухающими и неразбухающими слоями.

2. Хлорит, у которого разбухают все слои (разбухающий хлорит)

3. Смешанно-слойный хлорит — монтмориллонит.

Таким образом, намечается стадийный переход хлорита в монтмориллонит через промежуточные смешанно-слойные структурные и разбухающий хлорит.

Отметим некоторые факты, позволяющие считать указанные минералы принесенными с суши стадийными образованиями:

1. Почти полное отсутствие смешанно-слойных структур и полное отсутствие разбухающего хлората в других изученных толщах, образовавшихся в условиях аридного климата (слабой химической дифференциации).

2. Наличие их в качестве породообразующего минерала или значи-

тельной примеси лишь в глинах красноцветной толщи, формирование которой связано с влиянием вертикальной гумидной зоны, где имела место активная химическая дифференциация.

3. Постепенное уменьшение (вверх по разрезу) роли этих минералов по мере ослабления влияния вертикальной гумидной зоны.

Быстрый снос и захоронение указанных минералов, очевидно, исключали сколько-нибудь существенное их изменение в бассейне. Однако было бы преждевременным совершенно отрицать влияние постседиментационных процессов на столь неустойчивые системы, как разбухающий хлорит и смешанно-слойные структуры с разбухающими и неразбухающими хлоритовыми слоями. Но в настоящее время трудно говорить более конкретно о геохимической и кристаллохимической возможности такого влияния в олигоцен-миоценовых отложениях Приереванского района.

Каолинит в глинах красноцветной толщи присутствует как второстепенная примесь. Очевидно он является продуктом наиболее глубокого изменения эффузивов [4]. Терригенное его происхождение не вызывает сомнения: он не мог образоваться в бассейне с большим резервом кальция в щелочных условиях.

в) Ассоциация: палыгорскит-гидрослюда-хлорит-монтмориллонитовая. Как и в шорагбюрской толще, палыгорскит приурочен к верхним горизонтам и присутствует в глинах всех изученных разрезов в качестве незначительной примеси. Не отличается он и по генезису. Разница заключается в том, что появление палыгорскита в шорагбюрской толще связано с постепенной аридизацией субтропического климата, а в красноцветной—постепенным ослаблением влияния соседней вертикальной гумидной зоны.

3. *Глины, образовавшиеся в условиях лагуны* (гипсоносная толща).

А) Ассоциация: хлорит-монтмориллонит-палыгорскит-гидрослюдистая. Все минералы являются породообразующими, но хлорит и монтмориллонит иногда присутствуют как примеси; резко возрастает роль гидрослюды и палыгорскита. Уменьшение роли хлорита и монтмориллонита объясняется сравнительно небольшим содержанием в породах пирокластического материала и продуктов выветривания эффузивных пород.

Часть палыгорскита сносилась в область осадконакопления из засоленных почв, имевших в среднем миоцене большое распространение. Предполагается, что мелкая игольчатая разновидность осаждалась в бассейне—в условиях повышенной щелочности и подвижности кремнезема. Это обстоятельство явилось причиной резкого увеличения палыгорскита в среднемиоценовых глинах. Отметим, что в гипсоносной толще он встречается по всему разрезу.

Б) Ассоциация: смешанно-слойный минерал с разбухающими и неразбухающими хлоритовыми слоями — хлорит-монтмориллонит-палыгорскит-гидрослюдистая. Смешанно-слойный хлорит с разбухающими и неразбухающими слоями присутствует как второстепенная примесь. Встречается главным образом в глинах нижних горизонтов. Это позволило выделить ассоциацию, более характерную для нижней части гипсоносной

толщи. Возможно указанный минерал является продуктом переотложения глин красноцветной толщи.

4. *Глины, образовавшиеся в солеродном бассейне* (соленосная толща).

Здесь намечается одна ассоциация: хлорит-монтмориллонит-палыгорскит-гидрослюдистая. Смешанно-слойные минералы почти отсутствуют. По генезису эти минералы не отличаются от вышеописанных; по-видимому, значение аутигенного палыгорскита в глинах соленосной толщи несколько возрастает.

5. *Глины морского генезиса* (зангинская толща). Как и в соленосной толще, выделяется одна ассоциация: хлорит-монтмориллонит-палыгорскит-гидрослюдистая; не отличаются они и по генезису. Смешанно-слойные минералы почти отсутствуют. В связи с усилением вулканической деятельности в сармате несколько возрастает роль монтмориллонита. Как и в гипсоносно-соленосной толще, палыгорскит встречается здесь по всему разрезу.

Итак, в период образования олигоцен-миоценовых толщ Приереванского района геохимические и фациальные условия осадконакопления существенно менялись во времени. Однако это обстоятельство не оказывало сколько-нибудь значительного влияния на минеральный состав глин.

Формирование ассоциаций глинистых минералов главным образом контролировалось палеогеографическими и геологическими факторами (тектоника, климат, состав размываемых пород, вулканизм); при этом, в зависимости от доминирующего влияния того или иного фактора, соответственно менялись и ряды глинистых минералов.

В процессе переноса и в самих осадках глинистые минералы не претерпевают существенных изменений; очевидно в условиях тектонически активных зон они консервируются сравнительно быстро и таким образом не подвергаются сколько-нибудь значительным структурным преобразованиям.

О терригенном происхождении подавляющей массы глинистых минералов в олигоцен-миоценовых отложениях Приереванского района свидетельствуют еще следующие факты:

а) Отсутствие генетической связи фациально-геохимической обстановки осадконакопления с составом глинистых минералов; так, в зангинской и соленосной толщах, образовавшихся в различных фациальных и геохимических условиях, глинистые минералы представлены одной и той же ассоциацией.

б) Отсутствие в пределах исследованной площади четко выраженных фациальных зон внутри каждой биостратиграфической единицы с своеобразным составом глинистых минералов.

в) Наличие в цементе песчаников и в глинах одной и той же толщи одинаковых по составу и форме глинистых минералов.

г) Отсутствие микроструктур, характерных для глин с значительным содержанием седиментационно-диагенетических глинистых минералов.

Таким образом, изучение глинистых минералов, образовавшихся в об-

ласти центральной геосинклинальной зоны, позволило главным образом судить о некоторых основных чертах палеогеографии времени осадконакопления (климате, рельефе, вулканизме, составе водосборов); что же касается реконструкции фациально-геохимической обстановки, то роль этих минералов, как индикаторов среды, значительно ограничивается особенностями осадочного процесса в геосинклинальных условиях.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 14.II.1963.

Ի. Ա. ՊԱՏՐՈՍՈՎ

ՀԱՅԻ ՄԵՐՁԵՐԵՎԱՆՅԱՆ ՇՐՋԱՆԻ ՎԵՐԻՆ ՕԼԻԳՈՑԵՆ–ՄԻՈՑԵՆԻ ՀԱՍԱԿԻ ՆԱՏՎԱԾՔԱՅԻՆ ՀԱՆՔՎԱԾՔՆԵՐԻ ԿԱՎԱՅԻՆ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԻ ԱՌԱՋԱՑՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Վերին երրորդական հասակի տարբեր ֆացիալ և պալեոաշխարհագրական պայմաններում առաջացած կավերի համեմատական ուսումնասիրությունը թույլ է տալիս հայտնաբերել կավային միներալների առաջացման առանձնահատկությունները կենտրոնական գեոսինկլինալային շրջանի ֆացիալ-աշխարհագրական պայմանների փոփոխության, տեկտոնական շարժումների և հրաբխային գործոնների ազդեցության դեպքում, որոնք վերահսկում են նստվածքառաջացման պրոցեսները։

Կավային միներալների առաջացման հարցը սերտ կապվում է Մերձերևանյան շրջանի երկրաբանական զարգացման և պալեոաշխարհագրության հետ։ Խեմոգեն և դիագենետիկ միներալների, հազվագյուտ քիմիական էլեմենտների անալիզը թույլ տվեց բացահայտել Մերձերևանյան ավազանի հիմնական դեոքիմիական հատկանիշները շրջանի երկրաբանական զարգացման տարբեր էտապներում։

Վերջնականապես պարզվում է, որ կավային միներալների հիմնական մասը ունի տերրիգեն ծագում, բայց միևնույն ժամանակ նրանց մեջ կան ստատիկ փոփոխված և աուտիգեն ծագման տարատեսակներ։

Կավային միներալների ասոցիացիաների առաջացումը պայմանավորվել է հիմնականում երկրաբանական և պալեոաշխարհագրական գործոններով (կլիմա, տեկտոնիկա, շրջապատը մնող ապարների կազմ, հրաբխականություն)։

Այսպիսով, կավային միներալների ուսումնասիրությունները թույլ տվեցին պաղատիար կազմել նստվածքառաջացման պալեոաշխարհագրական ժամանակաշրջանի որոշ հիմնական դրույթների մասին։

Ինչ վերաբերվում է ֆացիալ-գեոքիմիական դրության վերականգմանը, ապա այն կավային միներալների դերը, որոնք հանդիսանում են միջավայրի որոշիչները, սահմանափակվում է, ելնելով գեոսինկլինալային պայմաններում նստվածքառաջացման առանձնահատկություններից։

ЛИТЕРАТУРА

1. Викулова М. Ф. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат, 1957.
2. Гинзбург И. И. О типах монтмориллонитового и галлуазитового выветривания горных пород. Тр. ИГН АН СССР, вып. 41, 1941.

3. **Гинзбург И. И.** Стадийное выветривание минералов. Сб. «Вопросы минералогии геохимии и петрографии». Изд. АН СССР, 1946.
4. **Гинзбург И. И., Руковишникова И. А.** Минералы древней коры выветривания Урала. АН СССР, 1951.
5. **Гинзбург И. И.** Стадийное выветривание слюды и хлоритов. В кн. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2, АН СССР, 1958.
6. **Грим Р.** Минералогия глин. Изд. ИЛ, 1956.
7. **Коссовская А. Г.** Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана. АН СССР, Труды института геологических наук, 1954.
8. **Мовсесян М. А., Петросов И. Х.** Некоторые вопросы минералогии и палеогеографии соленосной толщи Приереванского района АрмССР. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XV, № 6, 1962.
9. **Перельман А. И.** Древние почвы пустынь Средней Азии. Изд. АН СССР, 1959.
10. **Петров В. П.** Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. ИГН АН СССР, вып. 95, № 29, 1948.
11. **Ратеев М. А.** Пространственное размещение глинистых минералов в современных и древних водоемах и их генетические связи с физико-географическими факторами осадкообразования. В сб. «Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР». Изд. АН СССР, 1958.
12. **Ратеев М. А.** Роль климата и тектоники в генезисе глинистых минералов осадочных пород. В кн. «Доклады к собранию международной комиссии по изучению глин». Изд. АН СССР, 1960.
13. **Сеидов А. Г.** Изучение коллоидно-дисперсных минералов глин газонефтематеринской майкопской свиты, Кировабадской нефтеносной области Азербайджана. Вопр. мин. осад. обр.; кн. 3—4. Изд. Львов, ун-та, 1956.
14. **Тагеева Н. В.** Некоторые черты геохимии глинистых осадков Каспийского и Черного морей в связи с их диагенезом. В кн. «Исследование и использование глин в СССР». Изд. Львов. Гос. ун-та, 1958.
15. **Crim R. E., Dietz R. S., Bredley W. F.** Clay mineral composition of some sediments from the Pacific ocean of the California coast and the gulf of California. Bull. Geol. Soc. Amer., 1949, 60, № 11.
16. **Kerr P. E.** Attapulgus clay Am. Mineral., v. 22, № 1—6, 1937.
17. **Murray H. H.** and **Sayyab A. S.** Clay mineral stadies of somer recent marine sediments of the North Carolina coast. Poccedings of the Third Nat. Gonfer, on clay and clay minerals. Washington, 1955.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 4—5, 1963 Геологич. и географич. науки

СТРАТИГРАФИЯ

О. А. САРКИСЯН

К СТРАТИГРАФИИ ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА СЕВЕРНОЙ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЕЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Литература, посвященная строению пограничных слоев мела и палеогена Армянской ССР в целом, и рассматриваемой области, в частности, очень бедна. Наиболее полноценными являются работы А. А. Габриеляна [5, 6, 7], А. А. Атабекяна [3], Ю. А. Мартиросян, Ю. А. Мартиросян и О. А. Саркисяна [11] и О. А. Саркисяна [18, 19, 20]. Некоторые сведения по данному вопросу имеются также в работах К. Н. Паффенгольца [16], А. Т. Асланяна [2], В. П. Ренгартена [17] и А. Т. Вегуни [4]. В этих работах отражены самые различные точки зрения на положение границы между этими системами, на наличие датского яруса, палеоцена и нижнего эоцена, на взаимоотношение указанных ярусов между собой, а также с маастрихтским ярусом и эоценом.

Для территории Армянской ССР наличие отложений датского яруса, палеоцена и нижнего эоцена было установлено К. Н. Паффенгольцем [16], а затем А. А. Габриеляном [5, 6, 7]. В дальнейшем наличие отложений указанных ярусов было подтверждено палеонтологическими исследованиями [3, 6, 7, 11, 15, 18]. В северной и северо-восточной частях Армянской ССР отложения датского яруса, палеоцена и нижнего эоцена имеют ограниченное распространение. Установление фаунистически охарактеризованных отложений указанных ярусов в этой области и уточнение границы мела и палеогена имеет существенное значение для восстановления истории геологического развития данного региона в мезо-кайнозое и уточнение ряда стратиграфических вопросов. Вместе с тем, разработка стратиграфии пограничных слоев мела и палеогена северной и северо-восточной частей Армянской ССР затруднена бедностью фаунистических остатков и сильным разнообразием фаций. В этой связи многие вопросы стратиграфии рассматриваемого региона продолжают оставаться спорными. В данном разрезе нередко содержатся многочисленные остатки мелких форамини-фер, однако в ряде случаев выделить микрофауну из крепких известняков, мергелей и аргиллитов не удалось. С целью изучения этой микрофауны нами были изготовлены многочисленные прозрачные шлифы, которые были просмотрены Д. М. Халиловым, Е. К. Щуцкой и Ю. А. Мартиросян. Эти исследования дали некоторые результаты, но, как известно, определить возраст пород по шлифам очень трудно.

Следует отметить, что до самого последнего времени вопрос о воз-

можности выделения в рассматриваемой области датского яруса, палеоцена и нижнего эоцена и о положении границы между мелом и палеогеном оставался неясным. Некоторые исследователи [2, 4] отрицают возможность наличия указанных ярусов в данной области. Однако детальными исследованиями стратиграфии пограничных слоев мела и палеогена исследуемой области, произведенными за последние годы [3, 6, 7, 11, 15, 18 и др.], получен ряд новых стратиграфических и палеонтологических данных, которые позволяют выделить в некоторых разрезах отложения датского яруса, палеоцена и нижнего эоцена и, таким образом, ближе подойти к решению вопроса о границе мела и палеогена данного региона. С этой целью в 1960—1961 гг. нами были составлены 22 послойных разреза пограничных слоев мела и палеогена на различных участках области. По каждому разрезу в отдельности проводился анализ встреченных комплексов видов для установления возраста отложений. Нами были использованы также материалы А. А. Атабекяна и Ю. А. Мартиросян. Все это дает нам основание прийти к выводу, что характер контакта мела и палеогена на различных участках области различен. В большинстве случаев (бассейн рек Чибухли, Марцигет, Агарцин, Мармарик, северо-восточное побережье оз. Севан и др.) образования среднего эоцена с эрозионным и, нередко, угловым несогласием налегают на различные горизонты более древних пород эопалеозоя до маастрихтского яруса включительно. На этих участках отложения датского яруса и палеоцена отсутствуют.

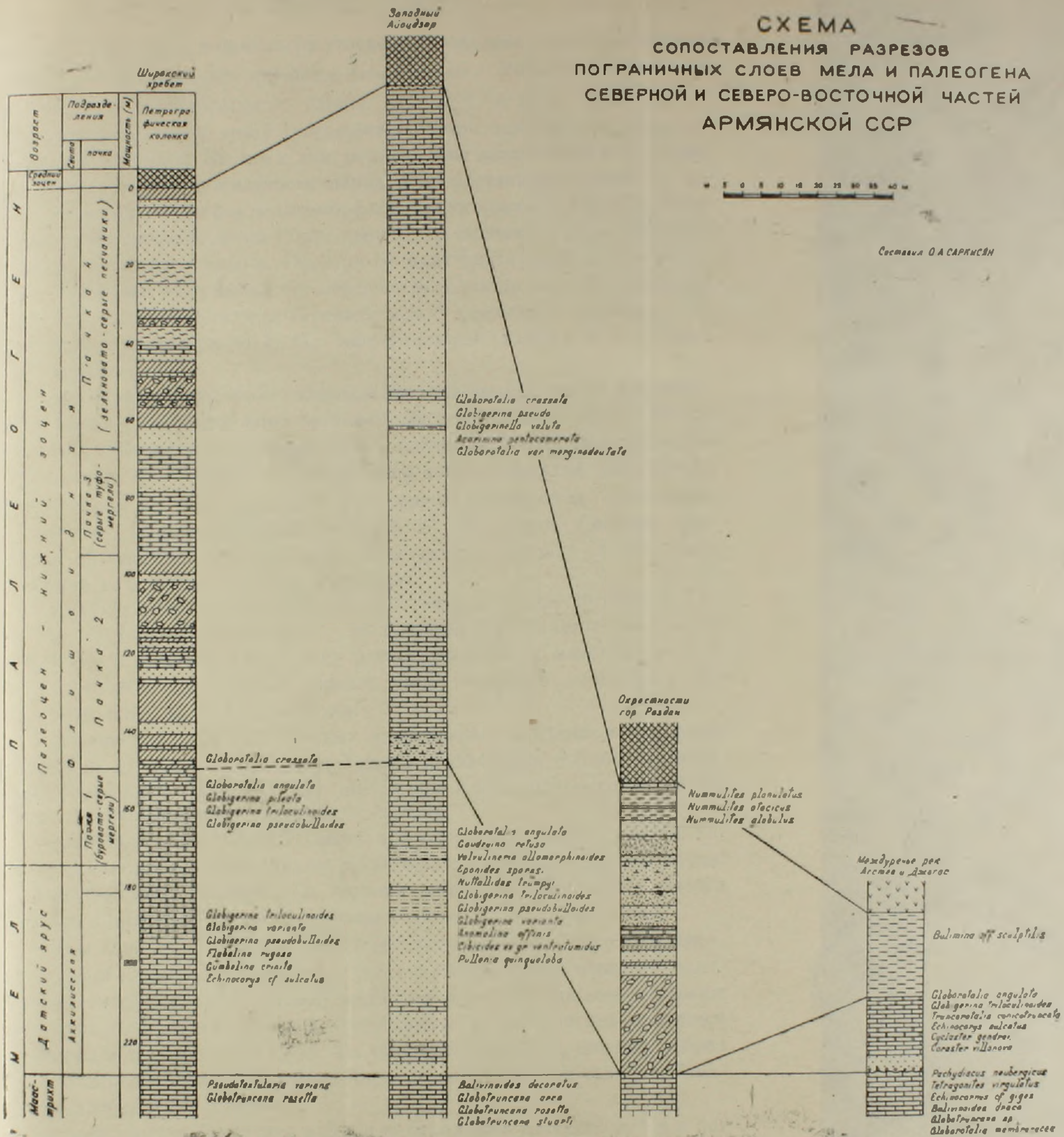
На некоторых участках области (Ширакский хребет, Разданский район, верховья р. Селим, междуречье рр. Агстев и Джогаз и др.) были выявлены фаунистически охарактеризованные отложения датского яруса, палеоцена и нижнего эоцена. Изучение фораминифер и конхилофауны переходных слоев мела и палеогена указанных участков и сопоставление их с соседними областями дали возможность выделить характерные и руководящие коплексы фауны и отбить границы между отдельными ярусами. На междуречье рр. Агстев и Джогаз отмечаются датские и палеоцен-нижнеэоценовые отложения, в бассейне р. Слим — палеоцен-нижнеэоценовые, в Разданском районе — нижнеэоценовые, а на южном склоне Ширакского хребта — датские, палеоценовые и нижнеэоценовые отложения (фиг. 1).

Датский ярус. Фаунистически охарактеризованные отложения датского яруса констатированы в районе Ширакского хребта и на междуречье рр. Агстев и Джогаз. Наличие этих отложений предполагается также в окрестности с. Чобанмаз, Амасийском районе, бассейне р. Дзыкнагет, у с. В. Шоржа и др. Однако этот факт, который еще больше расширяет границы распространения датского яруса, подлежит дополнительному исследованию.

В районе Ширакского хребта датский ярус представлен мергельно-известковой свитой, обнажающейся в ядрах ряда брахиантиклинальных складок, расположенных линейно по южному склону хребта севернее сс. Лусахпюр, Ахкилиса, Кети и Овуни. Мощность свиты достигает 40—50 *м*. Впервые эта свита была выделена в окрестностях с. Ахкилиса, поэтому ее можно назвать Ахкилисской [18]. Отложения Ахкилисской свиты

СХЕМА
СОПОСТАВЛЕНИЯ РАЗРЕЗОВ ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА СЕВЕРНОЙ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЕЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Составил О.А.САРКИСЯН



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

1 Известняк 2 Мергель 3 Песчаник 4 Алевролит 5 Конгломерат 6 Мергель песчанистый
7 Флишоид туфогенный 8 Силицит 9 Алевролит известковистый 10 Глина 11 Глина песчанистая
12 Аргиллит 13 Порфирит 14 Туфопесчаник

Фиг. 1.

связаны без перерыва и признаков углового несогласия с подстилающими, заведомо маастрихтскими породами (известняки с Pseudotextularia varians Rzehak, Globotruncana rotetta (Carsey) и др.). Переход от маастрихта к датскому ярусу совершается внутри однородной толщи известняков и мергелей. Вместе с тем, переход этот знаменовался постепенным уменьшением карбонатности пород и возрастанием количества поступавшего терригенного и пелитоморфного туфогенного материала. Кверху отложения датского яруса также постепенно сменяются образованиями палеоцена и нижнего эоцена. Переход от маастрихта к палеогену совершается настолько постепенно, что определить границы датских отложений весьма трудно. О постепенном переходе между сеноном и эоценом в свое время было отмечено также К. Н. Паффенгольцем (1944) и А. А. Габриеляном (1949).

Кроме стратиграфического положения, в настоящее время мы располагаем также фаунистическими данными, достаточно точно определяющими возраст этой свиты как датский ярус и палеоцен. В мергелях указанной свиты к северу от сс. Ахкилиса и Лусахпюр найдена богатая микрофауна, среди которой Д. М. Халиловым определены Globigerina triloculinoides Plummer, G. pseudobulloides Plumer, G. aff. pileata Chalilov, Globorotalia aff. angulata (White), характеризующие возраст вмещающих отложений как датский ярус и палеоцен.

В осыпях известняков найдены Echinocorys cf. sulcatus Goldf. Отсюда же по нашим сборам А. А. Атабекяном определены Isselcarinus sp. ind. Представители этого рода распространены в маастрихтских и датских отложениях. Данный образец имеет большое сходство с видами этого рода из датского яруса.

В розовато-бурых чешуйчатых известняках найдена следующая ихтиофауна: Ottodus cf. obliguum Agassiz, Odontaspis macrota Agassiz, Lamna biauriculata (Wanner) var. maroccona Arambouzy, Lamna caraiba ea Ler.. Scapanorhynchus rhaphiodon Agassiz.

Стратотипы Ахкилисской свиты в Амасийском районе представлены песчанистыми известняками с Globigerina triloculinoides Plummer, G. pseudobulloides Plummer, G. varianta Subbotina, Gumbelina crinita Glaessner, Flabellina rugosa Orb. (определения Д. М. Халилова).

Таким образом, отложения маастрихтского и датского ярусов Ширакского хребта сложены однообразной толщей известняков и мергелей, однако фаунистическая граница между ними резкая и отмечена исчезновением глоботруикан, псевдотехстуларий, иноцерамов и появлением комплекса глобигерин и глобороталий (фиг. 2). Сходный разрез переходных слоев мела и палеогена имеется в районе Кировабада (р. Кюрак-чай) и в Триалетском хребте у ст. Дзегви.

На междуречье рр. Агстев и Джогаз отложения датского яруса и палеоцена, впервые были установлены А. А. Атабекяном в 1959 г. [3]. По данным упомянутого автора, песчано-глинистые и известняковые породы датского яруса и палеоцена выступают по левобережью р. Агстев напротив пос. Узунталинская почта и узкой полосой прослеживаются до самого пра-

вого берега р. Джогаз, несколько выше с. Демирчилар. Эти отложения трансгрессивно, с базальным конгломератом в основании, налегают на различные горизонты маастрихта и перекрываются нижним и средним эоценом. Датско-палеоценовые отложения рассматриваемого участка фаунистически хорошо охарактеризованы. В районе с. Алпаут известняки верхнего маастрихта и перекрываются пачкой крупнозернистых песчаников и мшанково-водорослевых известняков (10 *м*) с фауной Echinocorys cf. sulcatus Glodf. Coraster sp. ind.

Стратотипы указанной пачки в районе г. Цаккар также представлены мшанково-водорослевыми известняками, в которых А. А. Атабекяном найдены Cyclaster cf. gindrei Seunes, Coraster sphaericus Seunes, C. frechi Boehm., C. vallanovae Cott., Austinocerinus sp. В шлифах известняков Л. В. Захаровой-Атабекян определены Globorotalia angulata White [3]. Описанные известняки по простиранию прослеживаются до района с. Софлу. Здесь на левом склоне ущелья р. Севкар в мшанково-водорослевых известняках упомянутым исследователем определены Globorotalia angulata White, G. membranacea Ehrenb., Globigerina triloculinoides Plum., G. builoides Orb., Truncorotalia conicotruncata Supb.

В осыпях, происходящих из верхних слоев разреза, А. А. Атабекяном собраны [3]: Echinocorys cf. sulcatis Goldf., Cyclaster munieri Leunes, C. cf. gindrei Seunes, Physaster abichi Anth., Coraster vilanovae Cott., C. spaericus Leunes.

Приведенные выше морские ежи и фораминиферы характеризуют, в основном, датский возраст вмещающих их отложений. Однако некоторые из мелких фораминифер (Globorotalia angulata, Globigerina trilnculinoides и др.) встречаются как в отложениях датского яруса, так и палеоцена. Датско-палеоценовый возраст описанных отложений подтверждается также их стратиграфическим положением. Общая мощность разреза дат-палеоцена достигает 20 *м*.

Здесь же отметим, что в разрезах Ширакского хребта и междуречья рр. Агстев и Джогаз отделение датских отложений от палеоценовых в настоящее время представляется невозможным, так как эти отложения представлены однообразной толщей известняков и мергелей, в которой пока еще не отмечены резко отличающиеся друг от друга комплексы фауны.

На южном склоне Памбакского хребта у с. Чобанмаз известняки маастрихтского возраста согласно перекрываются мергелями (20 м) с одного прослоя аггломератового туфа. Выше залегают базальные конгломераты среднего эоцена. Эти мергели содержат сингенетический пирокластический материал, что совершенно не свойственно маастрихтским отложениям. На этом основании указанные мергели условно можно отнести к датскому ярусу [17].

Палеоцен и нижний эоцен. Отложения палеоцена и нижнего эоцена в описываемой области имеют ограниченное распространение, однако по сравнению с датским ярусом они занимают значительно большую площадь и обладают сравнительно большими мощностями. Образования палеоцена

РАСПРОСТРАНЕНИЕ МЕЛКИХ ФОРАМИНИФЕР, НУММУЛИТОВ, ИГЛОКОЖИХ И ГОЛОВОНОГИХ В ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЯХ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА В СЕВЕРНОЙ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫХ ЧАСТЯХ АРМЯНСКОЙ ССР

Виды	Возраст		
	Маастрихт	Дат-палеоцен	Нижний эоцен
Мелкие фораминиферы			
Globotruncana arca (Cushman)			
Globotruncana rosetta (Carsey)			
Globotruncana stuarti (Zapparent)			
Pseudotextularia varians Rzehak			
Bolivinoides decoratus (Jones)			
Bolivinoides draco miliaris Hell et Koch			
Caugryina refusa Cushman			
Flabelina rugosa Orb			
Volvulineria cllamorphinoides Reuss			
Eponides sparsi (White)			
Pullenia quinqueloba Reuss			
Nuttallides trümpyi Nuttall			
Globigerina triloculinoides Plummer			
Globigerina pseudobulloides Plummer			
Globigerina variata Subbotina			
Globigerinella valuta (White)			
Globorotalia angulata White			
Globorotalia membranacea Ehrenb.			
Globorotalia crassata Cushman			
Globorotalia var marginodentata Subbotina			
Truncorotalia conicotruncata Subbotina			
Acarinina pentacamerata (Subbotina)			
Cibicides ventrotumidus Myatliuk			
Cibicides lectus Vassilenko			
Cibicides spiropunctatus Gall et Morr.			
Ammodiscus incertus (Orb)			
Anomalina affinis Nemkov			
Eolimina aff. sculptilis Cushman			
Gümbelina cenita Glaess.			
Нуммулиты			
Nummulites planulatus Lam.			
Nummulites globulus Leym.			
Nummulites alaicus Leym.			
Иглокожие			
Ornithaster aff. cordiformis Boehm			
Echinocorys aff. gigas Coff.			
Echinocorys dupenti Lam.			
Echinocorys sulcatus Goldf.			
Cyclaster munieri Seunes			
Cyclaster danicus Schlüt.			
Cyclaster gendrei Seunes			
Coraster sphericus Seunes			
Coraster frechi Boehm			
Coraster vilanovae Coff.			
Phymaster abichi Ath.			
Головоногие			
Pachydiscus neubergicus Hauer			
Pachydiscus colliciatus Binck.			
Tetragonites virgulatus Haepen var. nov.			
Belemnitella langei Schatsk.			

Фиг. 2

и нижнего эоцена выражены в разноборазных фациях—песчано-глинистой. известняковой, флишевой и эффузивной. При этом осадочные фации нижнего эоцена распространены, в основном, на участках развития палеоцена и связаны с ними постепенными переходами. На участках развития вулканогенного нижнего эоцена отложения палеоцена не констатированы.

Фаунистически хорошо охарактеризованные отложения палеоцена — нижнего эоцена нами, а до этого А. А. Габриеляном [5] и Ю. А. Мартиросян [11] отмечены в Западном Айоцдзоре в окрестностях сс. Таратумб и Лернанцк. Здесь на отложениях маастрихта (известняки с Globotruncana arca (Cushman), G. rosetta Carsey, G. stuarti (Zapparent), Bolivinoides decoratus (Jones) и др.) налегает песчано-глинистая свита мощностью 250 *м*.

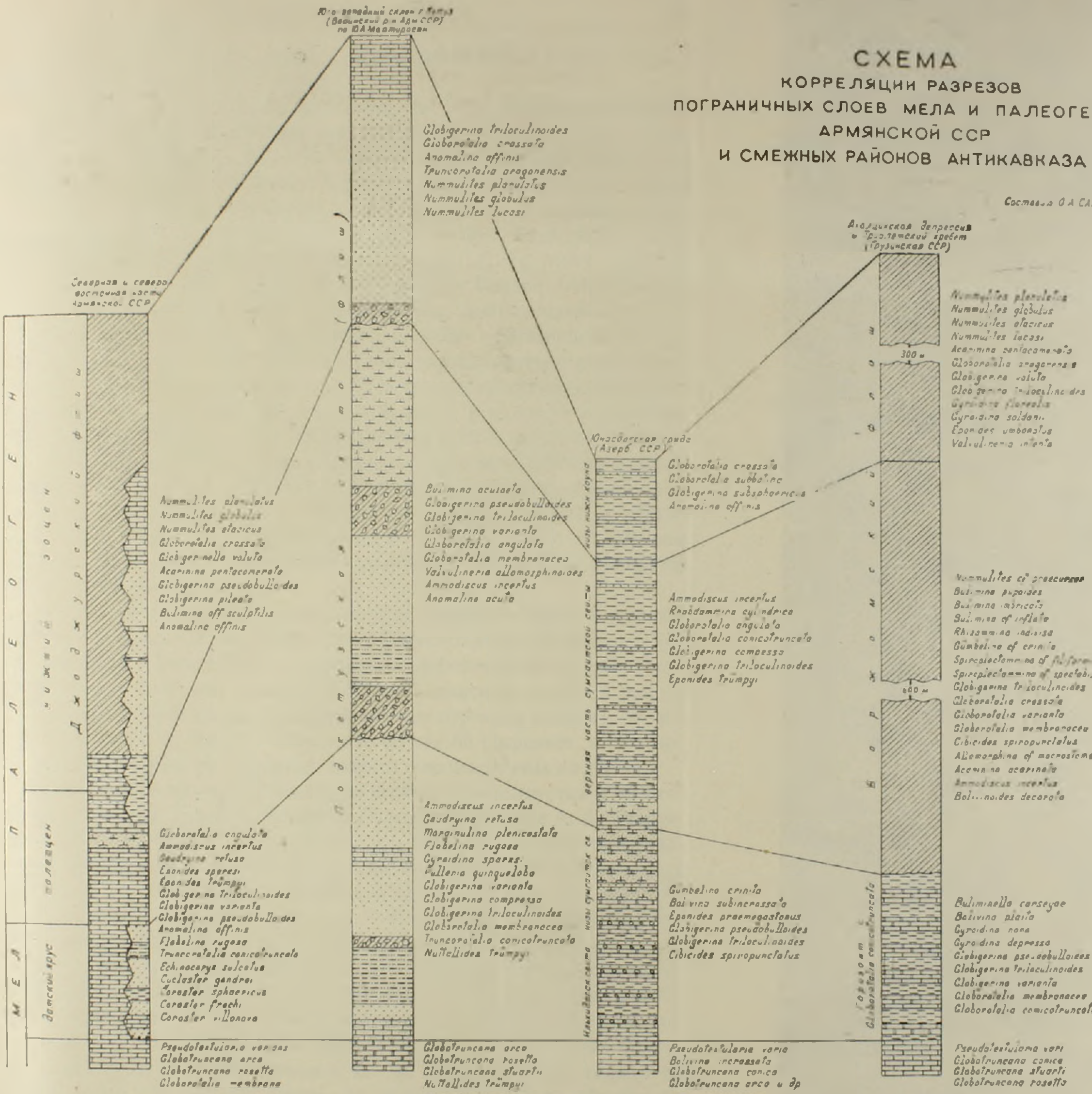
В нижней части разреза (120 *м*), наличие Globorotalia angalata White с сопутствующими формами фораминифер Ammodiscus incertus (d'Orb.), Gaudryna retusa Cushm., Eponides sponides sparksi (White), Pullenia guingueloba Reuss. Globigerina triloculinoides Plummer характеризует палеоценовый возраст вмещающих их отложений [11]. Эта часть разреза хорошо сопоставляется с палеоценом юго-западного склона г. Кетуз Вединского района Армянской ССР, с нижней частью сумгаитской свиты Азербайджана, с Аджаро-Триалетской складчатой зоной, с Анапским разрезом свиты горячего ключа и нижним палеоценом Копет-дага.

Выше по разрезу отложения палеоцена постепенно, без изменения фаций, сменяются отложениями нижнего эоцена с характерным комплексом фораминифер: Globigerina pseudobulloides Plummer, Globigerinella voluta (White), Globorotalia crassata (Cushm.), Acarinina pentacamerata (Subbotina) (определения Ю. А. Мартиросян). Из них Globorotalia crassata встречается в нижнем эоцене разреза юго-западного склона г. Кетуз, в скважине № 1 Арташатского района (Двинский участок), в палеоцене и нижнем эоцене Азербайджана (Ханларский район, р. Кюрак-чай), в нижне-эоценовых отложениях бассейна р. Рубас-чай (Южный Дагестан), Эльбурганского горизонта, в Крыму (полуостров Тарханкут), в одноименной зоне Копет-дага, полуострова Бузачи, южной части Южно-Эмбенского района. Здесь же отметим, что во многих палеогеновых разрезах Крыма, Кавказа и Северного Мангышлака выше палеоцена залегает зона Globorotalia orassata, для которой В. Г. Морозовой в Крыму, а затем последующими исследователями на Кавказе и Мангышлаке, был доказан нижнеэоценовый возраст (фиг. 3).

К палеоцену и нижнему эоцену нами относится довольно мощная (до 250 м) флишевая свита ритмичных песчано-алевролитовых и аргиллито-мергельных пород Ширакского хребта [18]. Эта свита, которую можно назвать Лусахпюрской, протягивается узкой полосой по южному склону названного хребта от с. Овуни на западе до с. Лусахпюр на востоке. Она приурочена к северной приосевой части Ширакской антиклинали, сложенной в ядре верхнемеловыми известняками и мергелями. Наиболее полный

СХЕМА
КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА АРМЯНСКОЙ ССР И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ АНТИКАВКАЗА

Составила О А САРКИСЯН


Юго-западный склон г. Бегер (Вединский р-н Арм ССР) по Ю А Мкртчяну
Globigerina triloculinoides
Globorotalia crassata
Anomalina affinis
Truncorotalia aragonensis
Nummulites planulatus
Nummulites globulus
Nummulites lucasi
Северная и северо-восточная части Армянской ССР
Nummulites planulatus
Nummulites globulus
Nummulites elacicus
Globorotalia crassata
Globigerinella voluta
Acarinina pentacamerata
Globigerina pseudobulloides
Globigerina pileata
Bulimina aff sculptilis
Anomalina affinis
Bulimina acutaeta
Globigerina pseudobulloides
Globigerina triloculinoides
Globigerina varianta
Globorotalia angulata
Globorotalia membranacea
Valvulineria allomorphinoides
Ammodiscus incertus
Anomalina acuta
Globorotalia angulata
Ammodiscus incertus
Gaudryina retusa
Marginulina plenicostata
Flabellina rugosa
Cyroidina sparsa
Pullenia quinqueloba
Globigerina varianta
Globigerina compressa
Globigerina triloculinoides
Globorotalia membranacea
Truncorotalia conicotruncata
Nuttallides trümpyi
Globotruncana arca
Globotruncana rosetta
Globotruncana stuarti
Nuttallides trümpyi
Юнасдагская свита (Азерб ССР)
Globorotalia crassata
Globorotalia subbotinae
Globigerina subsphaerica
Anomalina affinis
Ammodiscus incertus
Rhabdammina cylindrica
Globorotalia angulata
Globorotalia conicotruncata
Globigerina compressa
Globigerina triloculinoides
Eponides trumpyi
Gumbelina crinita
Bolivina subincrassata
Eponides praemagastosus
Globigerina pseudobulloides
Globigerina triloculinoides
Cibicides spiropunctatus
Pseudotextularia varia
Bolivina incrassata
Globotruncana conica
Globotruncana arca и др
Джульфинская депрессия и Джульфинский хребет (Нахичеванская АССР)
300 м
600 м
Nummulites planulatus
Nummulites globulus
Nummulites elacicus
Nummulites lucasi
Acarinina pentacamerata
Globorotalia crassata
Globigerina varianta
Globorotalia triloculinoides
Cyroidina planata
Cyroidina soldani
Eponides umbonatus
Valvulineria inflata
Nummulites cf praecursor
Bulimina turgoides
Bulimina fabricata
Bulimina aff inflata
Rhizammina indivisa
Gumbelina aff crinita
Spiroplectammina aff flintana
Spiroplectammina aff spectabilis
Globigerina triloculinoides
Globorotalia crassata
Globorotalia varianta
Globorotalia membranacea
Cibicides spiropunctatus
Allomorphina aff macrostoma
Acarinina acarinata
Ammodiscus incertus
Bolivinoides decorata
Bulimina turgoides
Bolivina plana
Cyroidina nana
Cyroidina depressa
Globigerina pseudobulloides
Globigerina triloculinoides
Globigerina varianta
Globorotalia membranacea
Globorotalia conicotruncata
Pseudotextularia varia
Globotruncana conica
Globotruncana stuarti
Globotruncana rosetta
Нижняя часть сумгаитской свиты
Нижняя часть сумгаитской свиты
Горизонт с Globorotalia conicotruncata
Нижняя часть сумгаитской свиты
Нижняя часть сумгаитской свиты
Нижняя часть сумгаитской свиты

разрез флишевой свиты отмечается в районе Джаджурского перевала несколько северо-западнее с. Ахкилиса.

Для определения возраста этой свиты имеются следующие данные: а) она постепенными переходами связана с подстилающей карбонатной свитой кампан-маастрихта и датского яруса и трансгрессивно перекрывается самыми низами фаунистически охарактеризованного среднего эоцена (горизонт с Nummulites laevigatus), б) в известняках и мергелях флишевой свиты найдены Globigerina aff. triloculinoides Plummer G. variantа Subbotina, G. pseudobulloides Plummer, Globorotalia angulata White, Gumbelina crinita Glaess., G. aff. crassata Cushm. (определения Д. М. Халилова), в) многочисленные шлифы, взятые из нижних горизонтов флишевой свиты, представляют собой глобигериновые известняки, в которых глобигерины являются породообразующими и имеют резко выраженную крупнопористую и шиповатую стенку—признак; указывающийся для глобигерин датского яруса и нижнего палеоцена. Кроме того, некоторые шлифы представляют собой мергели с массовыми глобигеринами трех, четырехкамерными и даже пятикамерными, которые наиболее часто встречаются в отложениях датского яруса и палеоцена, г) по данным К. Н. Паффенгольца [16], в низах вулканогенной толщи палеогена Джаджурского перевала еще Г. Абихом встречены характерные нуммулиты нижнего эоцена (N. planulatus Lam., N. globulus Leym.).

Синхронные отложения в западной части северного склона Севанского хребта, по данным А. А. Габриеляна [6], представлены флишевыми отложениями мощностью до 500 м. Стратотипы флишевой свиты нами были обнаружены на западных склонах Восточно-Севанского хребта в районе с. В. Шоржа, а также южнее Кельбаджарского перевала у дороги Басаргечар — Кельбаджар. Однако отсутствие фауны не позволяет, к сожалению, дать какие-либо определенные выводы о возрасте этих слоев.

Фаунистически охарактеризованные песчано-алевролитовые и известняковые отложения нижнего эоцена, по последним данным А. А. Габриеляна, А. Е. Назаряна и О. А. Саркисяна, обнаружены в Разданском районе по правобережью р. Раздан, где они прослеживаются от южного края с. Макраван в юго-западном направлении через с. Агпара до с. Кахси и далее отдельными выходами севернее с. Солак. Мощность нижнеэоценового разреза достигает 100—120 м. Рассматриваемая свита трансгрессивно, с мощным (25—30 м) слоем базального конгломерата в основании, налегает на известняки верхнего сенона и перекрывается туфогенным средним эоценом. В песчанистых известняках, приуроченных к верхам свиты, нами, а до этого А. Е. Назаряном была собрана богатая нуммулитовая фауна, среди которой А. А. Габриеляном и С. М. Григорян определены N. planulatus Lam., N. globulus Leym., N. ataicus Leym. (A). Из них N. planulatus является руководящей формой для нижнего эоцена. Здесь же отметим, что не исключена возможность наличия палеоцена в низах указанного разреза.

Другой участок развития отложений палеоцена и нижнего эоцена является бассейн р. Дзыкнагет. Здесь в ядре крупной антиклинальной складки выступает мощная (до 250 м) свита известняков и известковистых песчаников, которая по простиранию к северо-западу с небольшими перерывами прослеживается до с. Фиолетово. Подошва известняков не обнажается. Относительно возраста этих известняков в литературе имеются различные мнения. Одни исследователи их относят к верхнему мелу (2,17), другие—к палеогену (9,18).

Собранные нами новые данные говорят о том, что здесь мы имеем непрерывный разрез от верхнего сенона до нижнего эоцена включительно. Эти данные, в основном, сводятся к следующему: а) известняки в верхних горизонтах согласно переслаиваются с туфогенными породами, а сами известняки содержат свежий пирокластический материал, что совершенно не свойственно кампан-маастрихтским отложениям; б) в многочисленных шлифах, взятых из верхних горизонтов свиты, С. С. Кузнецовым и Д. М. Халиловым определены Globigerina triloculinoides Plummer, G. pseudobulloides Plummer, Cristellsria sp., Nodosaria sp., Anomalina sp., Gyroidina sp., характеризующие палеоцен-нижнеэоценовый возраст вмещающих их отложений; в) в шлифах Дзыкнагетских известняков обнаружены многочисленные мелкие фораминиферы (Globigerina sp. трех, четырех- и пятикамерные с шиповатой стенкой. Bolivina incrassata, Gumbelina sp.. Anomalina sp., Gyroidina sp., Bulimina sp., которые по заключению Е. К. Щуцкой скорее всего указывают на датский ярус и палеоцен. Среди них совершенно отсутствуют элементы верхнемеловой фауны (Globotruncana и др.). Отсюда же Ю. А. Мартиросян определены Globigerina triloculinoides Plummer, Gaudryina sp., Gyroidina sp., Anomalina sp., Gümbelina sp., Globorotalia sp. Шлифы Cibicides sp., Rotalia sp. образцов, характеризующие средние горизонты известняков сел. Фиолетово и местности „Русская балка", представляют мергель с частыми глобигеринами, при этом стенка у многих форм является пористой и шиповатой—признак указывающийся для глобигерин верхней части датского яруса и нижнего палеоцена; д) характерная сенонская микрофауна (Clobotruncana и др.) встречается исключительно в нижних горизонтах рассматриваемой свиты; е) очень интересным является сообщение Г. М. Акопяна о том, что в известняках бассейна р. Дзыкнагет и сел. Фиолетово им была собрана нуммулитовая фауна (N. globulus Leym. (A), N. irregularis Desh.), характеризующая как низы лютецкого яруса, так и нижний эоцен: ж) верхний предел возраста рассматриваемых известняков определяется тем, что они перекрываются туфогенным средним эоценом. Указанные отложения по своему стратиграфическому положению и литологическому составу сопоставляются с фаунистически охарактеризованными отложениями палеоцена и нижнего эоцена бассейна р. Веди и Западного Айоцдзора.

К нижнему эоцену, хотя и условно, относится мощная (до 700 *м*) свита порфиритов и крупногалечных конгломератов, обнажающаяся на пра-

вом берегу р. Памбак к западу от г. Спитак. Основанием для отнесения этих пород к нижнему эоцену являлось в основном их стратиграфическое положение. Рассматриваемая вулканогенная свита, с эрозионным несогласием и с базальным конгломератом в основании, налегает на известняки кампан-маастрихта и перекрывается туфоосадочной свитой нижнего лютеца. Стратотипы указанной свиты имеют, по-видимому, значительное развитие в верховьях р. Чибухли и по южному склону Сомхетского хребта.

Описанная свита, по своему стратиграфическому положению и петрографическому составу, может быть сопоставлена с вулканогенной толщей западной части южного Зангезура, нижнеэоценовый возраста которой в настоящее время можно считать вполне установленным [1, 12].

В пределах описываемой области выделяются также образования нижнего—среднего эоцена [6]. Последние обнажаются в виде отдельных островков в ядре крупных антиклинальных структур на южном склоне Ширакского хребта, в бассейнах рр. Марцигет, Агарцин, в районе Спитакского перевала. Более крупные выходы известны на северо-восточном побережье оз. Севан. Почти во всех вышеуказанных участках состав пород нижнего—среднего эоцена и их мощности, а также заключающиеся в них комплексы фауны в основном однотипны. Рассматриваемые отложения представлены мелководными известняковыми и песчано-глинистыми фациями с нижне-средне эоценовой нуммулитовой фауной. Среди этой фауны определены N. planulatus Lam., N. globulus Leym., N. atacicus Leym., N. lucasi Douv., N. distans Desh., N. murchisoni Brunn., N. irregularis Desh. (определения А. А. Габриеляна). Первые две формы являются характерными для нижнего эоцена, а остальные формы встречаются как в среднем, так и в нижнем эоцене.

Таким образом, вышеизложенный фактический материал дает нам основание выделить в ряде разрезов северной и северо-восточной частей Армянской ССР фаунистически охарактеризованные отложения датского яруса, палеоцена и нижнего эоцена.

Накопившийся к настоящему времени фактический материал говорит о том, что взаимоотношения датского яруса и палеоцена между собой, а также с выше- и нижележащими отложениями в разных фациально-структурных зонах Армянской ССР различны. Поэтому в одних районах (главным образом в синклинорных структурах) наблюдается непрерывный переход от верхнего мела к палеогену. Здесь датский ярус и палеоцен представляют собой однообразную и непрерывную серию пород, охватывающую верхи мела и низы палеогена. В этих разрезах провести границу между датским ярусом и палеоценом почти невозможно. В других, часто соседних, районах датский ярус и палеоцен несогласно налегают на различные горизонты сенона. В некоторых разрезах (бассейн р. Селим и др.) датский ярус отсутствует. Здесь породы кампан-маастрихта непосредственно перекрываются отложениями палеоцена. Последние в восходящем разрезе постепенно сменяются однотипными фациями нижнего эоцена.

Отложения датского яруса почти во всех разрезах связаны с подстилающими маастрихтскими породами постепенными переходами. Здесь же

отметим, что фаунистически охарактеризованные отложения датского яруса известны только на участках развития маастрихтского яруса, там, где маастрихтский ярус отсутствует отложения датского яруса не известны.

Таким образом, отмечается тесная фациальная и пространственная связь между маастрихтскими и датскими отложениями. Лишь в одном разрезе (междуречье рр. Агстев и Джогаз) датский ярус налегает на размытую поверхность маастрихта.

Отложения датского яруса повсеместно имеют регрессивный характер. Это яснее выражено в разрезах бассейнов рр. Веди и Шагап, на южном склоне Ширакского хребта и др. По составу пород и тектоническим условиям залегания датский ярус обнаруживает большое сходство с подстилающими верхнемеловыми отложениями и резко отличаются от вышележащих отложений нижнего и среднего эоцена. Таким образом, анализ размещения формаций в вертикальном разрезе верхнего мела приводит нас к выводу, что датский ярус является заключительным этапом крупного верхнемелового тектоно-седиментационного цикла. Этот цикл начинается в начале сенона, достигает своего максимума в кампан-маастрихте и завершается в датском веке. Палеоцен является начальным этапом следующего палеогенового тектоно-седиментационного цикла, который достигает максимума развития в среднем эоцене и затухает в олигоцене и в начале миоцена. Фациальная обстановка седиментации в конце каждого тектоно-седиментационного цикла и в начале следующего цикла характеризуется многими общими чертами. Поэтому во многих разрезах Армении отмечается сходство между фациями и условиями залегания отложений датского яруса и палеоцена.

Трансгрессия, начавшаяся еще в коньякском веке, в кампане и маастрихте значительно расширяется. Всюду, в исследуемой области накопляются терригенные и известковистые осадки. В конце мела и в начале палеогена как в центральной части Малого Кавказа в целом, так и в описываемой области имели место интенсивные тектонические движения. В результате этих движений происходит общий подъем всего региона. После регрессии верхнемелового моря лишь в осевой, наиболее глубоко прогнутой, части области продолжал существовать морской режим. Новая перестройка последовала лишь в эоценовое время, когда возникли новые прогибы и началась новая трансгрессия моря, которая достигала максимума развития в среднем эоцене. Таким образом, на границе мела и палеогена происходили резкие изменения физико-географических условий области. Под влиянием изменений физико-географической среды совершаются скачки в эволюционном развитии органического мира области (фиг. 2).

Так например, в конце мела отмечается почти полное исчезновение аммонитов, иноцерамов, глоботрункан, псевдотекстуларий и других руководящих видов сенона. В начале палеогена появляются нуммулиты, широко известные в отложениях палеогена. Пышный расцвет родов Globigerina, Globorotalia Acarinina также совпадает с началом палеогена.

Однако создавшийся в датском веке континентальный режим и соот-

ветствующие ему физико-географические условия продолжали существовать в палеоцене без особых изменений. Таким образом, физико-географические условия датского века и палеоцена характеризуются однотипностью и, вместе с тем, отличаются от таковых верхнего сенона. В этой связи фауна мелких фораминифер датского яруса значительно отлична от кампан-маастрихта и обнаруживает близкое сходство с микрофауной палеоцена (широкое развитие родов Globigerina, Globorotalia и др.). Вместе с тем в датской фауне все еще отмечаются элементы верхнемеловой фауны (иглокожие, ихтифауна, обилие Textularia, Spiroplectammina и др.). Все это говорит о переходном характере датской фауны. По-видимому, в начале датского века начинается обновление состава верхнемеловой фауны, которое завершается в конце палеоцена.

Основные особенности геологической истории и палеогеографии описанной области в конце мела и в начале палеогена изложены в предыдущих работах автора [19, 20], поэтому нет необходимости на них здесь останавливаться.

Ереванский государственный
университет

Поступила 7.VI. 1963.

Հ. Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ՀՅՈՒՍԻՍԱՅԻՆ ԵՎ ՀՅՈՒՍԻՍ-ԱՐԵՎԵԼՅԱՆ ՄԱՍԵՐԻ ԿԱՎՃԻ ԵՎ ՊԱԼԵՈՊԵՆԻ ՍԱՀՄԱՆԱՅԻՆ ՇԵՐՏԵՐԻ ՍՏՐԱՏԻԳՐԱՖԻԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հայկական ՍՍՌ և, հատկապես, ուսումնասիրվող շրջանի կավճի և պալեոգենի սահմանային շերտերի ուսումնասիրությանը նվիրված գրականությունը խիստ աղքատ է: Գոյություն ունեցող գրականության մեջ (2, 3, 4, 5, 6, 17, 18.) արտահայտված են ամենատարբեր կարծիքներ կավճի ու պալեոգենի սահմանի, դանիական հարկի պալեոցենի և ստորին էոցենի ներկայության, այս հարկերի փոխհարաբերության մասին ինչպես միմյանց նկատմամբ, այնպես էլ մաաստրիխտի հարկի և էոցենի հետ:

Մինչև վերջին տարիները Հայկական ՍՍՌ հյուսիսային և հյուսիս-արևելյան մասերում դանիական հարկի, պալեոցենի և ստորին էոցենի նստվածքների առանձնացման հարցը անորոշ էր: Որոշ հետազոտողներ (2,4) ժխտում են այդ նստվածքների առկայության հնարավորությունը: Սակայն վերջին տարիներում նշված շրջանի կավճի և պալեոգենի սահմանային մանրամասն ուսումնասիրության ընթացքում (3, 6, 7, 11, 15, 18) ստացվել են մի շարք նոր ստրատիգրաֆիական և պալեոնտոլոգիական տվյալներ, որոնք հնարավորություն են տալիս մի քանի կտրվածքներում առանձնացնել ֆաունայով բնութագրված դանիական հարկի, պալեոցենի ու ստորին էոցենի նստվածքներ և ընդհուպ մոտենալ կավճի և պալեոգենի սահմանի հարցերի լուծմանը: Հիշյալ կտրվածքների կավճի ու պալեոգենի անցողիկ շերտերի ֆորամինիֆերների ու կոնխիոֆաունայի ուսումնասիրությունը և դրանց համադրումը հարևան մարզերի հետ հնարավորություն տվեցին անջատել ֆաունայի բնորոշ կոմպլեքսներ և նշագծել սահ-

մանները առանձին հարկերի մեջ։ Ագատև և Ջուլալ գետերի միջադետում առանձնացվում են դանիա-պալեոցենյան և ստորին էոցենյան նստվածքներ, Սելիմ գետի ավազանում՝ պալեոցեն-ստորին էոցենյան, Հրազդանի շրջանում՝ ստորին էոցենյան, իսկ Շիրակի լեռնաշղթայում՝ դանիական, պալեոցենյան և ստորին էոցենյան նստվածքներ։ Նկարագրվող մարզի մյուս շրջաններում (Ջիբուխլի, Մարցիգետ, Հաղարծին, Մարմարիկ գետերի ավազաններ, ԵՒանի լեռնաշղթա և այլն) միջին էոցենի նստվածքները էրոզիոն անհարթաշնակությամբ ծածկում են ավելի հին ապարները՝ մինչև մաստրիխտի հարկը ներառյալ։ Այս շրջաններում դանիական հարկի, պալեոցենի և ստորին էոցենի նստվածքները բացակայում են։

Դանիական հարկի կրաքարա-մերգելային և կավաավազային նստվածքները բնորոշվում են հետևյալ ֆաունայով՝ Globigerina triloculinoides Plumm., G. varianta Subb., G. pseudobulloides Plumm., Globorotalia angulata White, G. membranacea Ehremb., Truncorotalia conicotruneata Subb., Echinocorys cf. sulcatus Goldf.. Ciclaster hindrei Seun., C. munieri Leun., Coraster sphaericus Senu., C. frechi Boehm, C. vallanovan Cott., Physoster abichi Anth.

Շիրակի լեռնաշղթայի հարավային լանջում դանիական հարկի նստվածքները, առանց որևէ ընդմիջման նշանների, կապված են ստորադիր մաստրիխտի ապարների հետ և ծածկվում են պալեոցենի ու ստորին էոցենի նստվածքներով։ Ջողազ գետի ավազանում դանիական հարկի նստվածքները տեղադրված են մաստրիխտի հարկի լվացված մակերեսի վրա և նույնպես ծածկվում են պալեոցենի ու ստորին էոցենի նստվածքներով։

Պալեոցենի և ստորին էոցենի նստվածքները նկարագրվող շրջանում ունեն համեմատաբար լայն տարածում և ներկայացված են խիստ բազմազան ֆացիաներով (կավաավազային, ֆլիշային, կրաքարային և հրաբխածին)։ Ֆաունայով բնութագրված պալեոցենի և ստորին էոցենի նստվածքները հայտնաբերված են Սելիմ, Զկնագետ, Ջողազ գետերի ավազաններում, Շիրակի լեռնաշղթայում, Հրազդան գետի աջափնյա մասում։ Ստորին էոցենի հրաբխածին ֆացիաներ հայտնի են Սպիտակի շրջանում, Ջիբուխլի գետի ավազանում և Վրահայոց լեռների հարավային լանջերում։ Պալեոցենի և ստորին էոցենի նստվածքներում գտնված է հետևյալ բրածո ֆաունան՝ Globorotalia angulata Whit., Ammodiscus incertus (d'Ord.), Gaudryna retusa Cushm., Eponides sparksi (White), Globigerina triloculinoides Plumm., G. varianta Subb., G. pseudobulloides Plum., Globorotalia crassata Cushm., Acarinina pentacamerata Subb., Gumbelina crinita Glaess., Nummulites planulatus Lam., N. globulus Leym.

Համարյա բոլոր կտրվածքներում դանիական հարկի նստվածքները կապված են ստորադիր մաստրիխտի ապարների հետ աստիճանական անցումներով և ունեն ներքնախիլ բնույթ։ Հետևաբար՝ դանիական հարկը հանդիսանում է վերին կավճյան տեկտոնա-սեդիմենտացիոն ցիկլի ավարտական էտապը։ Պալեոցենը հանդիսանում է հաջորդ՝ պալեոգենյան ցիկլի սկզբնական էտապը։ Այդ պատճառով էլ որոշ կտրվածքներում (հատկապես սինկլինալային շրջաններում) դանիական հարկի և պալեոցենի նստվածքները արտահայտված են նույնատիպ ֆացիաներով։ Դանիական հարկի ֆաունան ունի անցողիկ բնույթ։ Այն դեռևս պարունակում է սենոնի մակրոֆաունայի որոշ էլեմենտներ, իսկ միկրոֆաու-

նայի կազմի տեսակետից պղպլի համանություն է հանդես բերում պալեոդենի հետ։ Ըստ երևույթին, պանիսական դարի սկզբում սկսվում է վերին կավճին բնորոշ ֆաունայի վերափոխումը, որը ավարտվում է պալեոցենում։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Азизбеков Ш. А., Абдулаев В. П.** Эоценовые отложения юго-западной части Конгур-Алангезского хребта. Изв. АН АзССР, ч. II, 1947.
2. **Асланян А. Т.** Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
3. **Атабекян А. А.** О присутствии датско-палеоценовых отложений в бассейне р. Агстев (Малый Кавказ). Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, № 6, 1959.
4. **Вегуни А. Т.** Автореферат диссерт. на соискание уч. степени канд. геол.-мин. наук. Ленинград, 1961.
5. **Габриелян А. А.** К стратиграфии третичных отложений Западного Вайка. ДАН АрмССР, № 5, 1946.
6. **Габриелян А. А.** Новые данные по стратиграфии палеогена северо-восточного побережья оз. Севан. ДАН АрмССР, т. XXV, № 1, 1957.
7. **Габриелян А. А.** Корреляция разрезов третичных отложений Армении и смежных областей Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XI, № 2, 1958.
8. **Гроссгейм В. А.** О датском ярусе южного склона Северо-западного Кавказа. Межд. геол. конгресс. Доклады сов. геологов, Москва, 1960.
9. **Дьяконова-Савельева Е. Н.** Геологические исследования в окрестностях г. Дилижан (Армения) летом 1927 г. Басс. оз. Севан (Гокча). Ленинград, 1929.
10. **Качарава И. В. и Качарава М. В.** Датский ярус Грузии и его сопоставление с аналогичными отложениями Среднеземноморской провинции. Межд. геол. конгресс. Доклады сов. геологов, Москва, 1960.
11. **Мартиросян Ю. А., Саркисян О. А.** Новые данные по стратиграфии палеоцен-нижнеэоценовых отложений Западного Айоцдзора. ДАН АрмССР, т. XXXIV, № 4, 1962.
12. **Мкртчян С. С.** Новые данные по геологическому строению южной части АрмССР. Изд. АН АрмССР, 1948.
13. **Морозова В. Г.** Зональная стратиграфия датско-монтских отложений СССР и граница мела с палеогеном. Межд. геол. конгресс. Докл. сов. геологов, Москва, 1960.
14. **Москвин М. М., Найдин Д. П.** Датские и пограничные с ними отложения Крыма, Кавказа, Закаспийской области и юго-восточной части Русской платформы. Межд. геол. конгресс. Докл. сов. геологов, Москва, 1960.
15. **Назарян А. Е.** Новые данные о возрасте алевролитовых пород Раздансκого района АрмССР, ДАН АрмССР, т. XXXI, № 1, 1960.
16. **Паффенгольц К. Н.** Геология Армения. Госгеолиздат, М.—Л., 1948.
17. **Ренгартен В. П.** Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Рег. страт. СССР, т. 6, 1959.
18. **Саркисян О. А.** Схема стратиграфического расчленения палеогеновых образований Севано-Ширакского синклинория. ДАН АрмССР, т. XXIX, № 3, 1959.
19. **Саркисян О. А.** Краткий очерк палеогеографии Севано-Ширакского синклинория. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. наук, т. XVI, № 2, 1963.
20. **Саркисян О. А.** Основные черты геологической истории и палеогеографии северной и северо-восточной частей АрмССР в конце мела и в начале палеогена. Уч. зап. Ер. Гос. ун-та, сер. геол. и геогр. наук, вып. 1, 1962.
21. **Халилов Д. А.** Датский ярус Азербайджана. Межд. геол. конгресс. Докл. сов. геологов, Москва, 1960.
22. **Щуцкая Е. К.** Стратиграфия нижних горизонтов палеогена Центрального Предкавказья по фораминиферам. Изд. АН СССР, Москва, 1956.
23. **Яншин А. Л.** Стратиграфическое положение датского яруса и проблема мел-палеогеновой системы. Межд. геол. конгресс. Докл. сов. геологов, Москва, 1960.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 4—5, 1963 Геологич. и географич. науки

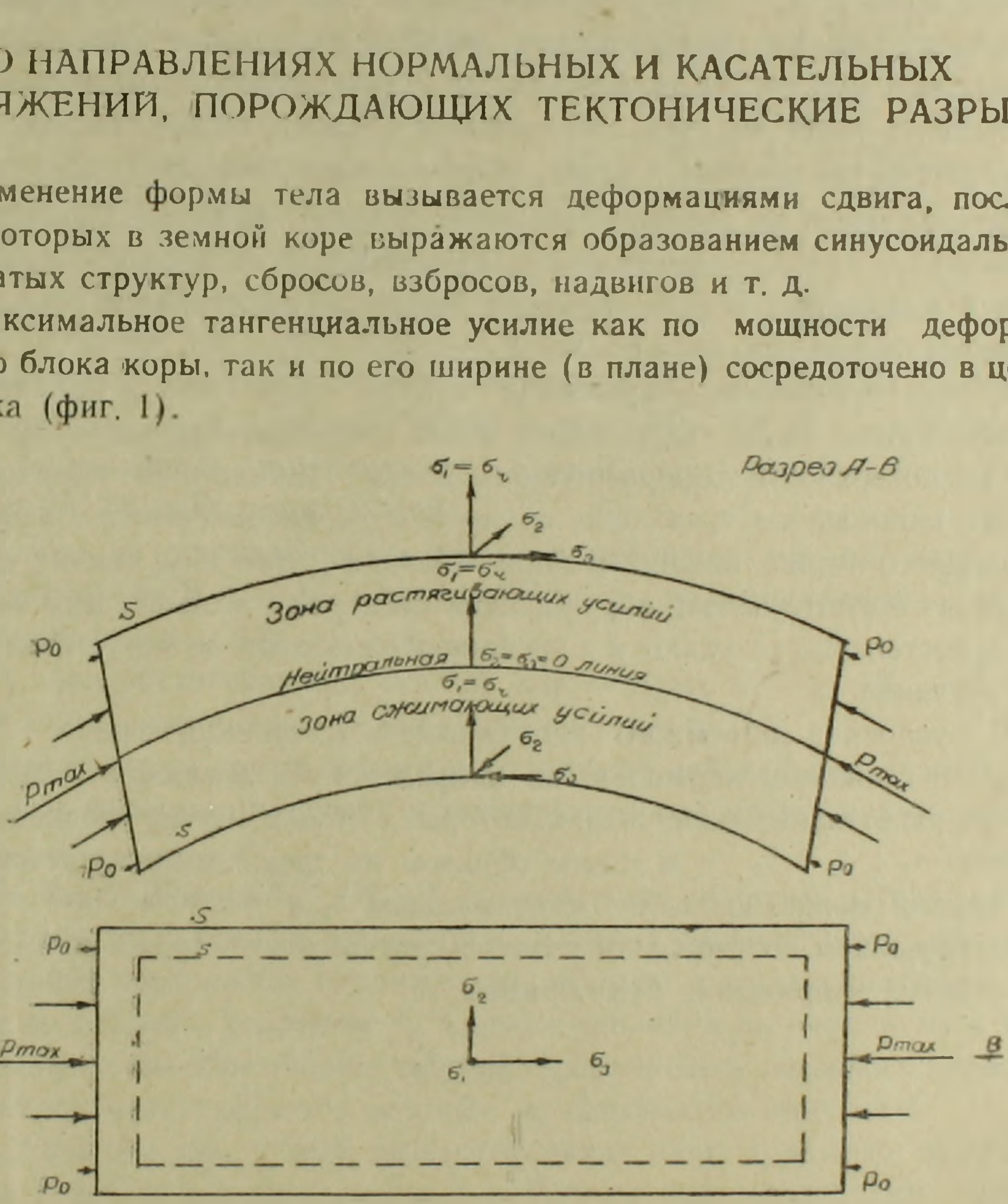
ТЕКТОНИКА

Г. С. АВАКЯН

О НАПРАВЛЕНИЯХ НОРМАЛЬНЫХ И КАСАТЕЛЬНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ, ПОРОЖДАЮЩИХ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РАЗРЫВЫ

Изменение формы тела вызывается деформациями сдвига, последствия которых в земной коре выражаются образованием синусоидальных складчатых структур, сбросов, взбросов, надвигов и т. д.

Максимальное тангенциальное усилие как по мощности деформируемого блока коры, так и по его ширине (в плане) сосредоточено в центре блока (фиг. 1).



Фиг. 1.

В земной коре горные породы испытывают объемное напряжение под воздействием трех взаимно перпендикулярных, главных нормальных напряжений σ_1, σ_2 и σ_3, являющихся тремя составляющими главного сжимающего или изгибающего тангенциального давления P.

Указанные главные нормальные напряжения в складчатых областях земной коры возникают и располагаются следующим образом: перпендикулярно силовому потоку, в радиальном направлении располагается мак-

симальное главное нормальное напряжение $\sigma_1 = \sigma_r$, так как это направление является направлением наименьшего сопротивления. В этом же направлении происходит выпучивание масс, слагающих кору. Это положение, очевидно, не исключает возможность того, чтобы все три главных нормальных напряжения могли быть равными по величине, но поскольку остальные два напряжения σ_2 и σ_3 на своем пути встречают сопротивление окружающей среды и постепенно затухают, работа их в трещинообразовании приобретает второстепенную роль. Так, например, в ядрах синклинальных складок максимальное главное нормальное напряжение σ_1 направлено к центру Земли, а вся толща Земли препятствует его развитию и постепенно гасит его, чем собственно и объясняется ничтожная развитость трещин скалывания в ядрах синклинальных складок.

Второе место по величине занимает среднее главное нормальное напряжение σ_2, которое направлено по простиранию складок и должно привести к удлинению деформируемого блока по простиранию складок — перпендикулярно силовому потоку P.

Третье по величине напряжение σ_3 будет направлено в направлении силового потока P. Эти напряжения своих максимальных значений достигают на поверхности деформируемого блока. Минимальное главное нормальное напряжение σ_3 должно привести к удлинению блока в направлении силового потока, однако как при действии σ_2, так и σ_3 такому удлинению будет препятствовать окружающая среда, под воздействием которой σ_2 и σ_3 постепенно затухают и в трещинообразовании не могут иметь важного значения.

В условиях объемного напряженного состояния при $\sigma_1 \rangle \sigma_2 \rangle \sigma_3$, наряду с главными нормальными напряжениями возникают также три главных касательных напряжения, которые в общем случае удовлетворяют условию $\tau_1 \rangle \tau_2 \rangle \tau_3$ и таким образом из трех главных касательных напряжений можно выделить максимальное τ_1 и минимальное τ_3. При вышеотмеченном соотношении главных нормальных напряжений главные касательные напряжения будут равны:

$$\tau_1 = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2},$$

$$\tau_2 = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2},$$

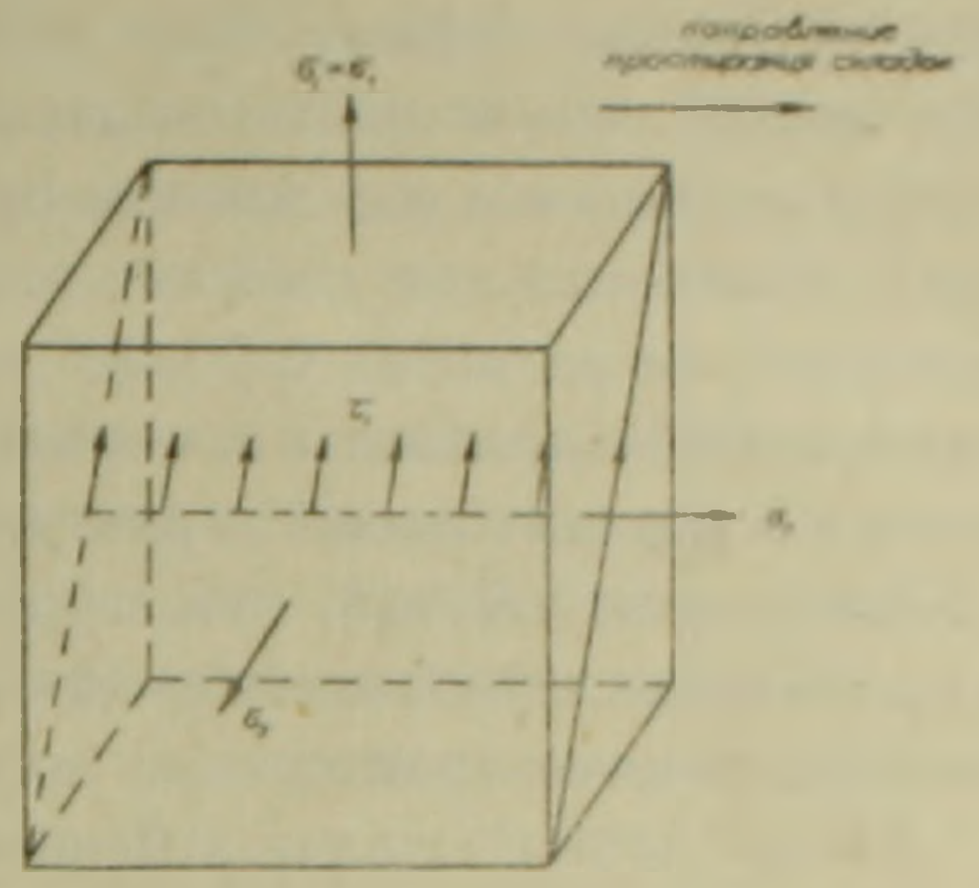
$$\tau_3 = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{2}.$$

Отсюда ясно, что из всех трех главных касательных напряжений максимальным по величине является τ_1, с чем и связано образование тектонических разрывов.

Как показывают данные структурной геологии, почти все трещины скалывания по направлению совпадают с простиранием складок и, следо-

вательно, направление плоскостей максимальных касательных напряжений тоже совпадает с простиранием складок (фиг. 2).

Из фиг. 2 нетрудно убедиться, что направление главных нормальных напряжений определено по этому признаку правильно.



Фиг. 2.

Таким образом, в трещинообразовании сколового характера главная роль придается радиальному главному нормальному напряжению.

Остальные два напряжения в приповерхностной части коры образуют мелкие трещины разрыва, вторичные мелкие складки перпендикулярно к оси основной структуры и т. д. С глубиною роль этих напряжений резко уменьшается и в зоне сжимающих усилий (см. ниже) ими можно пренебречь. В конечном счете при складкообразовании поднятие одной части (антиклиналь) или опускание другой происходят под воздействием радиально направленных усилий.

Исходя из направления среднего и наименьшего главных нормальных напряжений σ_2 и σ_3 деформируемый блок по мощности можно подразделить на две зоны (фиг. 1):

1) зона растягивающих усилий, для которых $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$;

2) зона сжимающих усилий, для которых $\sigma_1 \gg \sigma_2 > \sigma_3$.

Между этими двумя зонами расположена нейтральная плоскость, которая при деформации изгиба изменениям не подвергается, то есть в этой плоскости $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$.

По А. А. Белицкому [2] «В направлении силового потока (обычно перпендикулярно осевым плоскостям складок) располагается максимальное главное нормальное напряжение», которое в рассматриваемом нами случае совпадает с усилиями σ_3. С этими усилиями по Белицкому в основном связывается образование тектонических трещин сколового характера. Этот вывод представляется спорным по следующим причинам:

1. Если это так, и если вышеотмеченная наша трактовка правильна, т. е. на нейтральной поверхности $\sigma_3 = 0$, то отсюда следует, что трещины скалывания, возникновение которых по Белицкому находится в функциональной зависимости от σ_3, на глубине будут распространяться лишь до нейтральной поверхности. Это противоречит факту наличия глубинных разломов, пересекающих всю земную кору.

2. Поскольку в нейтральной поверхности $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$, то максимальное главное нормальное напряжение не может иметь ни направления оси складок, ни направления силового потока. Остается заключить, что максимальное главное нормальное напряжение $\sigma_1 = \sigma_r$ действует в радиальном направлении.

3. Если максимальное главное нормальное напряжение ориентируется в направлении силового потока и с ним связывается образование трещин скалывания, то эти напряжения, сохраняя свое направление и величину, одинаково должны были образовать трещины скола также в ядрах синклиналей, что не подтверждается фактами.

Таким образом мы должны прийти к заключению, что:

1. Максимальные главные нормальные напряжения, порождающие тектонические разрывы крупного масштаба, действуют в радиальном направлении и направлены в положительных структурах к земной поверхности, а в отрицательных структурах — наоборот, к центру земли.

Следует напомнить, что вышеотмеченное соотношение главных нормальных напряжений нами выбраны исходя из их роли в трещинообразовании сколового характера.

2. При данной стадии деформации (когда не имеет место смена плана деформации) возможно только образование одной системы тектонических разрывов, независимо от азимутов их падения.

3. Направление тектонических разрывов совпадает в основном с направлением плоскости максимального касательного напряжения τ_1, т. е по направлению осей складок.

М. В. Гзовский [4] в 1956 г. экспериментально доказал, что многие разрывные смещения возникают путем объединения кулисообразных трещин отрыва в единый сложнопостроенный шов, причем направления трещин отрыва совпадают с направлением главных сжимающих усилий P. Направление действия главных касательных напряжений соответствует круговым сечениям эллипсоида деформаций I—I и II—II (фиг. 3). Под действием главного нормального напряжения в представленном эллипсоиде деформаций начинают появляться трещины отрыва, развитие которых может происходить узкой полосой, ориентированной по направлению главных касательных напряжений.

Фиг. 3.

По мере развития деформации материал претерпевает значительные пластические изменения, поскольку в противном случае в «идеально» хрупких породах могли появляться трещины скалывания с углом падения 40—45°, равным углу между главным нормальным и главным касательным напряжениями. Поскольку в природе встречаются трещины скалывания с более крутыми углами падения — до вертикального и пологие трещины, то следует заключить, что

породы обладают действительной определенной пластичностью — одни больше, другие — меньше.

Относительно изменения угла падения тектонических трещин в связи с складкообразованием, небезынтересно привести следующие факты: в Рурском каменоугольном бассейне нормальные сбросы имеют наклон порядка 50—70°, причем меньшие углы падения относятся к слабоскладчатым северным районам, а более крутые углы характерны для южной зоны резких антиклиналей и синклиналей, где амплитуда смещения, однако, гораздо меньше. Аналогичная картина отмечается также на Южно-Лимбургском каменоугольном месторождении, где наблюдались тем большие амплитуды смещения, чем положе было падение [6]. По этому поводу Л. У. де Ситтер приходит к заключению, что «углы падения, видимо, просто уменьшались с увеличением амплитуды смещения по направлению от краев к их середине».

Мы полагаем, что в складчатых областях Рурского и Южно-Лимбургского бассейнов сбросы образовались в более пластических породах, способных оказать сравнительно большее сопротивление скалывающим напряжениям, и окончательно оформлялись в последней стадии складкообразования а, следовательно, и совместно со складкообразованием менялись углы их падения в сторону увеличения (фиг. 4).

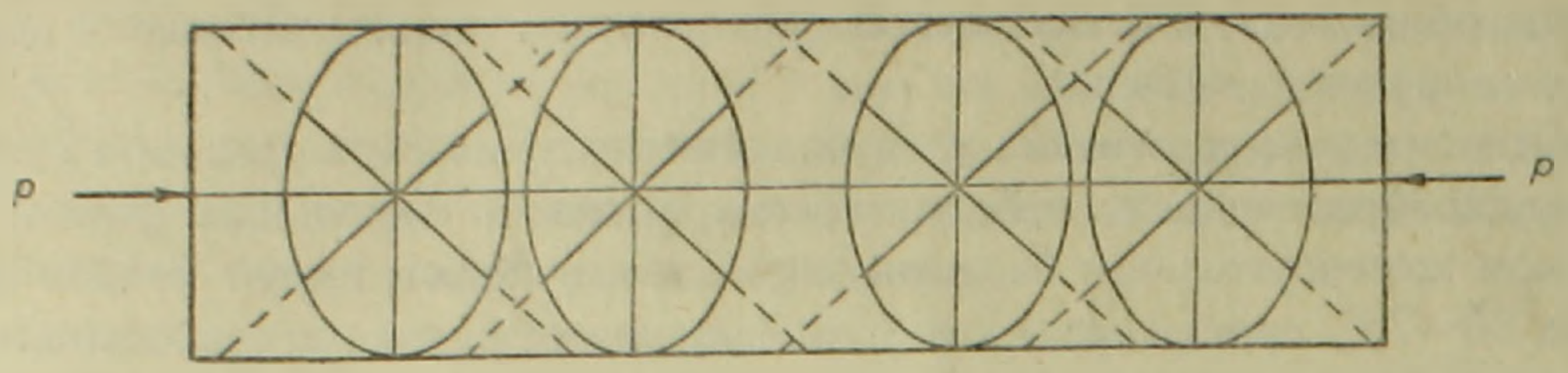
В нескладчатых или менее складчатых областях сбросы образовались в хрупких породах и находятся в первичном залегании — около 45°.

Понятен также вопрос амплитуды смещения.

В складчатых областях тангенциальные давления привели к складкообразованию более пластических пород, а сбросы, как было отмечено выше, образовались в уже оформленных складках, несколько раньше — до наступления изостатического равновесия. До момента образования вышеотмеченных сбросов большая часть усилий (энергии) тангенциальных давлений была израсходована на образование складок, а конечная и меньшая часть — на относительное смещение крыльев сброса, почему и сбросы здесь отличаются меньшей амплитудой смещения.

В нескладчатых или пологоскладчатых областях в наиболее хрупких породах образование трещин скалывания (в данном случае сбросов) опережает складкообразование, и последующие тангенциальные давления всю свою энергию израсходовали на относительное смещение крыльев сброса, в связи с чем и сбросы в нескладчатых областях отличаются большой амплитудой смещения.

По В. В. Белоусову [3] пластическими считаются породы с широким интервалом деформации между пределами упругости и прочности. При длительной деформации в пластических породах конкретно ориентированный эллипсоид деформаций постепенно меняет свое пространственное положение с уже образованными полосками трещин отрыва (фиг. 4). С момента такого изменения положение эллипсоида деформации начинается стадия складкообразования, постепенно увеличиваются размеры и количество трещин отрыва, которые меняют свое направление и постепенно приобретают общее направление. По достижении некоторого предела —



Фиг. 4.

предела прочности пород, перегородки между этими трещинами, под воздействием деформации сдвига, разрушаются и образуется единая зона скалывания, по которой происходит смещение.

Главное касательное напряжение пропорционально деформации сдвига

$$\tau_1 = \gamma_1 \cdot G = \frac{\gamma_1 \cdot E}{2(1+\nu)}$$

где γ — деформация сдвига, G — модуль сдвига, F — модуль Юнга земной коры, которая по А. Т. Асланяну [1] дается выражением $E = d\frac{R}{2}$

ν — число Пуассона, d — плотность коры, R — радиус коры (Земли).

Следует отметить, что с образованием разрывов разрядки напряжений не происходит, поскольку в противном случае смещения по этим разрывам не должны были происходить. Напряжения продолжают существовать и приводят к движению одного блока относительно другого до тех пор, пока не установится гидростатическое равновесие между смежными блоками коры.

Управление геологии и охраны недр
при СМ Армянской ССР

Поступила 22.I. 1963.

Հ. Ս. ԱՎԱԳՅԱՆ

ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ՃԵՂՔԵՐ ԱՌԱՋԱՑՆՈՂ ՆՈՐՄԱԼ ԵՎ ՇՈՇԱՓՈՂ ԼԱՐՈՒՄՆԵՐԻ ՈՒՂՂՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Երկրի կեղևում լեռնային ապարները պահվում են ծավալային լարվածության վիճակում երեք փոխուղղահայաց նորմալ լարումների ազդեցության

տակ σ_1, σ_2 և σ_3, որոնք հանդիսանում են գլխավոր սեղմող կամ ձգող տանող ուժի երեք բաղադրիչները:

Վերը նշված երեք նորմալ լարումները երկրի կեղևի ծալքավոր շրջաններում դասավորվում են հետևյալ ձևով.

P ուժերի հոսանքին ուղղահայաց, ադիալ (երկրի շառավիղի) ուղղությամբ գործում են մաքսիմալ գլխավոր լարումները $\sigma_1 = \sigma_r$, այնքանով, որ այդ ուղղությունը հանդիսանում է ամենաթույլ դիմադրության շրջանը:

Երկրորդը իր մեծությամբ հանդիսանում է միջին գլխավոր նորմալ լարումը σ_2, որը ուղղված է ծալքերի տարածման ուղղությամբ:

Երրորդ և ամենափոքր լարումը իր մեծությամբ σ_3 ուղղված է P ուժերի ազդման ուղղությամբ: Ինչպես σ_2, այնպես էլ σ_3 իրենց ամենամեծ չափերին են հասնում ծալքավոր շրջանի մակերևույթին զուգահեռ և պետք է որ առաջ բերեն երկրի կեղևի երկարում իրենց ազդման ուղղությամբ, բայց քանի որ σ_2 և σ_3-ը իրենց ազդման ուղղությամբ հանդիպում են շրջապատող միջավայրի դիմադրությանը և աստիճանաբար մարում են, ապա տեկտոնական խզումների առաջացման մեջ կարևոր նշանակություն ունենալ չեն կարող: Այսպիսով.

1. Տեկտոնական ճեղքերի առաջացման մեջ գլխավոր դերը սրվում է ադիալ (երկրի շառավիղի) ուղղությամբ գլխավոր նորմալ լարմանը — σ_1-ին: Մյուս երկու լարումները σ_2 և σ_3 մեծ մակերեսույթին ու մակերեսույթին շրջաններում առաջացնում են փոքր խզման (բացման) ճեղքեր, երկրորդական փոքր ծալքեր հիմնական ծալքերին ուղղահայաց ուղղությամբ և այլն:

2. Դեֆորմացիայի սկզբում առաձգայում, երբ ուժերի ուղղության փոփոխություն տեղի չի ունենում, հնարավոր է միայն մեկ ուղղության ճեղքերի առաջացում, անկախ նրանց անկման աղիմուտից:

3. Տեկտոնական ճեղքերի ուղղությունը հիմնականում համընկնում է մաքսիմալ (ամենամեծ) շոշափող լարման (τ-ի) հարթության ուղղության, այսինքն ծալքերի տարածման ուղղության հետ:

ЛИТЕРАТУРА

1. **Асланян А. Т.** О физической сущности тектонических явлений. Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники, Москва, 1962.
2. **Белицкий А. А.** Механизм образования трещиноватости и тектонических разрывов. Проблемы тектонофизики. Госгеолтехиздат, 1960.
3. **Белоусов В. В.** Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. Тр. геофиз. института АН СССР, вып. 17 (144), 1952.
4. **Гзовский М. В.** Механизмы формирования сложных тектонических разрывов. Журнал «Разведка и охрана недр», № 7, 1956.
5. **Гзовский М. В.** Соотношение между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре. Журнал «Разведка и охрана недр», № 11, 1956.
6. **Л. У. де Ситтер.** Структурная геология. Изд. иностранной литературы, Москва, 1960.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 4—5, 1963 Геологич. и географич. наук

ТЕКТОНИКА

А. А. ГАБРИЕЛЯН

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ АРМЯНСКОЙ ССР И СМЕЖНЫХ ЧАСТЕЙ АНТИКАВКАЗА*

Новейшие тектонические движения, происходившие в неогене и антропогене, играли исключительную роль в формировании современного высокогорного, сильно расчлененного рельефа Антикавказа. Этими движениями обусловлены высокая сейсмичность, широкое развитие субаэрального вулканизма, столь характерного для Антикавказа, и проявление многочисленных минеральных источников, приуроченных к региональным разрывным нарушениям.

Новейшие тектонические движения фиксируются многочисленными геологическими, геоморфологическими, а также геодезическими данными. Среди них наиболее важными являются высоко расположенные и деформированные древние денудационные поверхности, анализ речных террас и продольных профилей рек, нахождение верхнеплиоценовых и антропогеновых озерных отложений на водораздельных хребтах и другие.

Одним из важнейших критериев установления характера и темпа новейших тектонических движений является анализ деформации древних поверхностей выравнивания. Региональным развитием на Антикавказе пользуются средне- верхнемиоценовая и верхнеплиоценовая денудационные поверхности. Первая из них, которая в сарматское время незначительно возвышалась над уровнем моря, в настоящее время погребена под нижнеплиоценовой вулканогенной свитой; фрагменты ее, обнажающиеся во многих горных хребтах, расположены на отметках 2400—2600 м. Морские сарматские отложения в бассейне оз. Севан находятся на отметке около 2000 м. Далее, останцы верхнеплиоценовой денудационной поверхности, заложенной на фоне нижне- среднеплиоценовой вулканогенной свиты (так называемой вохчабердской свиты и ее аналогов), сохранились на многих горных хребтах (гг. Лалвар, Леджан, Вохчабердский, Памбакский, Цахкунянцский и др. хребты) на отметках 2000—2200, 2400 м. Эта единая поверхность выравнивания последующими тектоническими движениями разбита на отдельные блоки. В краевых частях Среднеараксинской депрессии она ступенчато погружается под верхнеплиоценовые лавовые покровы на

---

* Доклад прочитан на Душанбинской сессии II Всесоюзного тектонического совещания, Душанбе, 1962 г.

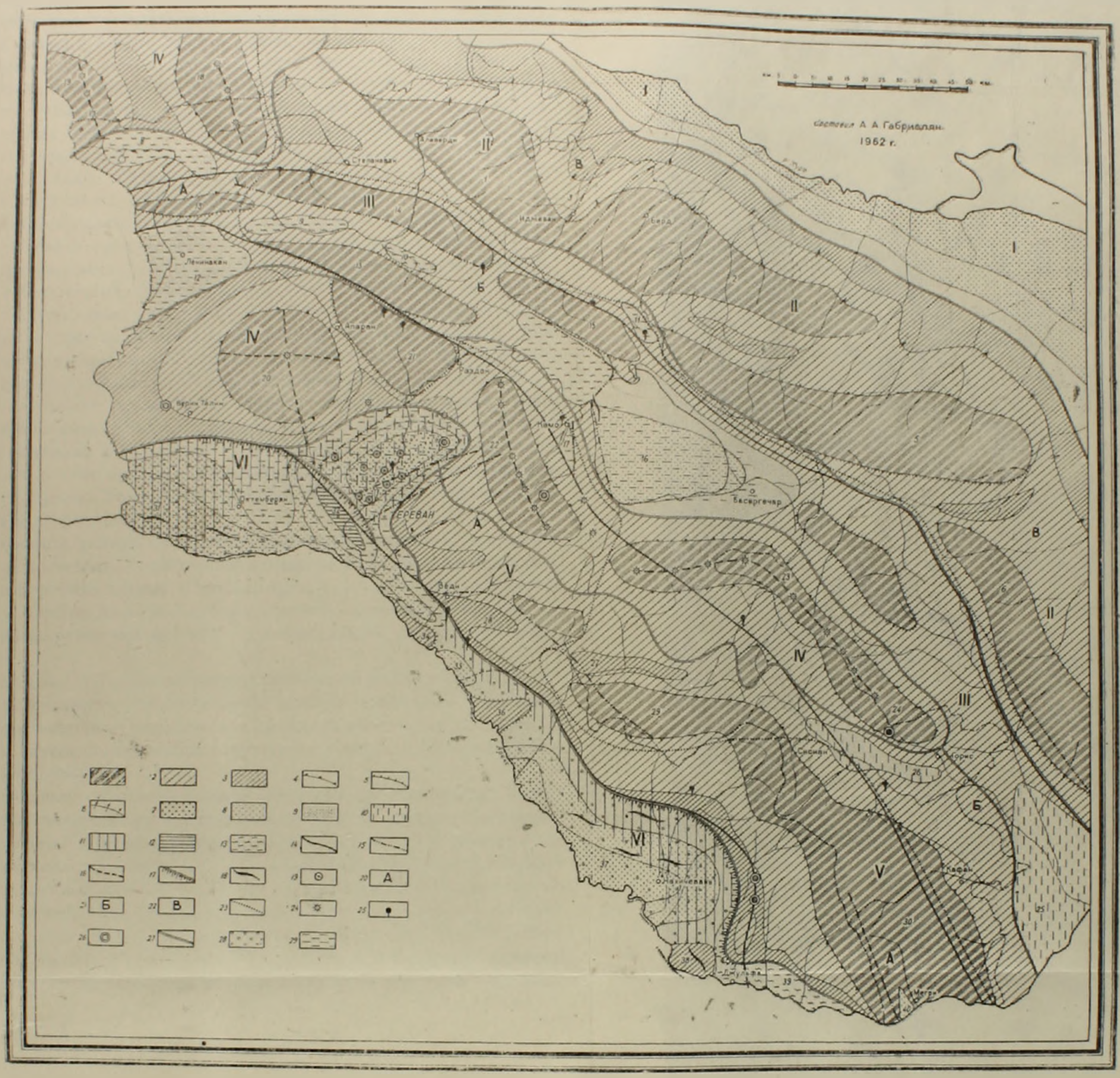
отметках 1000—1200 м. В центральной части указанной депрессии, имеющей абсолютную отметку 700—800 м, по данным буровых скважин, верхнеплиоценовые лавовые покровы, бронирующие эту поверхность выравнивания, залегают под толщей озерно-речных отложений антропогена мощностью до 400 м.

Таким образом, верхнеплиоценовая поверхность выравнивания, расположенная на горных хребтах на высоте около 2000—2400 м, в центральной части Араратской котловины имеет отметку около 300—400 м, т. е. разница в отметках составляет больше чем 1,5 км. Такое же, но несколько более плавное погружение верхнеплиоценовой поверхности выравнивания происходит и в области Куринской впадины.

На основании приведенных данных можно заключить, что средняя суммарная амплитуда поднятия в плиоцен-антропогеновое время на Антикавказе составляет около 1800—2000 м. На фоне общего воздымания мегантиклинория Антикавказа, сопровождавшегося относительным прогибанием ограничивающих его с северо-востока и юга Куринской и Среднеараксинской депрессий, происходили дифференциальные движения, выразившиеся в глыбовом поднятии преимущественно древних антиклинорных сооружений и грабенообразном опускании смежных прогибов. Интересные данные по новейшей тектонике получены за последние годы по Ереванскому прогибу (область развития соляной тектоники). Буровыми скважинами установлено, что все зафиксированные антиклинальные поднятия и соляные купола с одной стороны, и брахисинклинали и компесационные депрессии с другой, четко выражены в современном рельефе, соответственно в виде возвышенностей, низменностей и котловин. В строении этих положительных и отрицательных тектонических структур участвуют не только соленосные отложения среднего—верхнего миоцена, но и лавовые образования верхнеплиоценового возраста. Этот факт свидетельствует о том, что рост соляных куполов продолжался и после верхнего плиоцена, т. е. в антропогене. Во многих местах соляные купола осложнены сбросовыми нарушениями, также четко фиксированными в рельефе в виде вертикальных обрывов [13]. Любопытно отметить, что на многих из этих куполовидных возвышенностях насажены шлаковые конусы четвертичного возраста. Это свидетельствует о том, что существует генетическая связь между проявлением вулканизма и соляными структурами. Она, по-видимому, заключается в том, что сбросовые нарушения и тектонические трещины, возникновение которых обусловлено дальнейшим ростом и поднятием соляных куполов, служили путями проникновения магмы на дневную поверхность.

На территории Антикавказа (бассейн оз. Севан, Араратская и Ширакская котловины, басс. р. Воротан и др.) широко развиты различного состава пресноводно-озерные отложения (диатомиты, диатомитовые глины, пемзово-песковые образования и др.). Фациальный анализ этих отложений, а также палеогеографические условия времени их образования свидетельствуют о том, что они отлагались в отдельных водных бассейнах, которые через речные долины сообщались друг с другом и имели абсолютную отметку, едва ли превышающую 200—300 м над уровнем акча-

СХЕМА НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ И СЕЙСМИЧНОСТИ АРМЯНСКОЙ ССР И ПРИЛЕЖАЩИХ ЧАСТЕЙ АНТИКАВКАЗА



Объяснение знаков в легенде

Область поднятия — А. Градиент поднятия: 1. Область интенсивных поднятий (свыше 2000 м), 2. Область умеренных поднятий (от 1500 до 2000 м), 3. Область слабых поднятий (до 1500 м); Б. Тип поднятия: 4—Сводовый, щитовый. 5—Горстовый. 6—Моноклинальный.

Область опускания—7. Область интенсивных опусканий (ниже 2000 м) 8—Область умеренных опусканий (от 1500 до 2000 м). 9—Область слабых опусканий (до 1000 м).

Отражение смены знака тектонических движений.—10. Неогеновые прогибы, вовлеченные в поднятия в антропогене. 11. Неогеновые прогибы, испытывавшие поднятие в плиоцене и антропогене. 12. Неогеновые поднятия, погребенные в антропогене. 13. Неогеновые поднятия, вовлеченные в прогибание в антропогене.

Разрывные нарушения. 14. Унаследованные, обновленные глубинные разломы. 15. Молодые разрывные нарушения, фиксируемые геологически и выраженные в рельефе. 16. Разломы и трещины, фиксируемые линейным расположением вулканов и глубокими ущельями. 17. Флексуры, местами осложненные сбросами и отчетливо выраженные в рельефе. 18. Складки, развившиеся в неоген-антропогеновое время. 19. Соляные купола и куполовидные поднятия, отчетливо выраженные в рельефе.

Сейсмические зоны. 20. Зона высокой сейсмичности (до VIII баллов). 21. Зона средней сейсмичности (до VII баллов). 22. Зона слабой сейсмичности (до VI баллов). 23. Граница сейсмических зон. 24. Вулканические конусы. 25. Минеральные источники, связанные с живущими разломами. 26. Экструзии кислых пород. 27. Границы неотектонических зон.

Фации и формации 28. Области развития миоценовых моласс. 29. Области развития верхнеплиоценовых озерных отложений.

Объяснение цифр на карте. Неотектонические структуры

1. **Куринская зона прогибания** (межгорный синклинорный прогиб, унаследованный от олигоцена). II. **Зона моноклинального поднятия северо-восточного склона Антикавказа** (с унаследованными от мезозоя локальными антиклинальными и синклинальными поднятиями). 1. Алавердское антиклинальное поднятие. 2. Шамхорское антиклинальное поднятие. 3. Агстевское синклинальное поднятие. 4. Дашкесанское синклинальное поднятие. 5. Муровдагское антиклинальное поднятие. 6. Карабахское антиклинальное поднятие. 7. Мартунинское синклинальное поднятие. III. **Севано-Акеринская (Центральная) зона дифференциальных поднятий и опусканий** (с унаследованными от олигоцена и миоцена и наложенными антропогеновыми поднятиями и опусканиями). 8. Верхнеахурянский прогиб. 9. Спитакский прогиб. 10. Гамзачиманский прогиб. 11. Красносельский прогиб. 12. Ширакский прогиб. 13. Ширако-Памбакское поднятие. 14. Базумское поднятие. 15. Севанское поднятие. 16. Севанская впадина. 17. Саруханская впадина. IV. **Неовулканическая зона Антикавказа** (плиоцен-антропогеновые приподнятые вулканические щиты, массивы, плато, местами бронирующие древние мезокайнозойские пликативные структуры). 18. Джавахетское (Кечутское) поднятие. 19. Абул Самсарское поднятие. 20. Арагацское поднятие. 21. Цахкунцское поднятие. 22. Гегамское поднятие. 23. Варденисское поднятие. 24. Ишханасарское поднятие.

V. **Арпа-Воротанская зона дифференциальных поднятий и опусканий**, унаследованных от палеогена. 25. Нижнеакеринский прогиб. 26. Воротанский прогиб. 27. Айоцдзорское синклинальное поднятие. 28. Шаганское синклинальное поднятие. 29. Урц-Айоцдзорское антиклинальное поднятие. 30. Сюникское антиклинальное поднятие.

VI. **Среднеараксинская зона прогибания** (система унаследованных от олигоцена и миоцена и наложенных плиоцен-антропогеновых прогибов и поперечных поднятий). 31. Нижнеахурянский прогиб. 32. Паракар-Енгиджинское погребенное горстовое поднятие. 33. Ереванский прогиб. 34. Араратское поднятие. 35. Садаракский прогиб. 36. Поднятие «Волчьи ворота». 37. Нахичеванский прогиб. 38. Джульфинское поднятие. 39. Ордубадский прогиб. 40. Мегринский грабен.

гыльского моря [14]. В настоящее время останцы этих озерных отложений встречаются на отметках до 2000—2200 м.

Не менее важным критерием установления новейших тектонических движений является анализ речных террас, хорошо сохранившихся в долинах крупных рек (Дебед, Агстев, Памбак, Арпа, Воротан и др.).

Наиболее высокие из них, имеющие отметку в 180—200 м, относятся по возрасту к апшерон-бакинскому веку. В перевальных частях некоторых водораздельных хребтов (Воротанский, Сисианский, Карахачский перевалы), испытывавших интенсивное эпейрогеническое поднятие в плиоцене и антропогене, древние (верхний плиоцен — нижний постплиоцен) речные галечники встречаются на высотах 2000—2200 м.

Показателем проявления новейших тектонических движений является также перестройка системы расположения речных долин. Древняя (миоцен-плиоценовая) речная сеть имела преимущественно близширотное простирание, соответственно простиранию крупных структурных элементов. В результате интенсивных тектонических движений, имевших место в конце плиоцена и перед средним плейстоценом, происходит поднятие в районах современных перевальных долин и новое прогибание Среднеараксинской, Куринской, Севанской и Ширакской впадин. Эти дифференциальные движения вызывают раздробление акчаргыл-апшеронской речной сети. Благодаря понижению базиса эрозии акчагыл-апшеронской речной сети (Среднеараксинская и Куринская впадины) происходит врезание рек в прилегающие горные хребты и образование перехватов и антецедентных долин (Мегринская, Джульфинская, Арени-Норашенская, Кировакан-Туманянская и др. ущелья).

В результате указанных палеогеографических изменений в среднем плейстоцене происходит существенное изменение в направлении стока рек.

Крупные речные долины (Памбак, Арпа и др.), имеющие в верхнем плиоцене и нижнем плейстоцене близширотное направление, начиная со среднего плейстоцена приобретают коленообразный продольный профиль [14].

Приведенные выше данные свидетельствуют об эпейрогенических движениях, происходивших на Антикавказе в миоцене, плиоцене и антропогене. Однако новейшие тектонические движения выразились не только в поднятии и опускании отдельных структурных блоков, но и в складчатой деформации отложений.

С движениями неотектонического этапа связано образование новых крупных грабен-синклинориев (наложенных впадин), местами ориентированных поперечно к древним (домиоценовым) структурам (Ереванская и отчасти Нахичеванская впадины). В этих прогибах в миоцене происходит накопление мощных толщ пестроцветных молассовых и соленосно-гипсоносных отложений. Пликативные структуры Ереванского прогиба и Нахичеванской мульды имеют северо-восточное простирание, соответственно простиранию прогибов, и известны в литературе под названием складки «антикавказские». В Севанской впадине в строении отчетливо выражен-

ных антиклинальных и синклинальных складок участвуют отложения до верхнего плиоцена включительно.

На основании вышеизложенного можно заключить, что неогеновый и антропогеновый периоды, вместе взятые, представляют новый, самостоятельный этап в истории развития Антикавказа с присущими ему геолого-геоморфологическими признаками — образование новых наложенных, поперечных к древним структурам впадин, антикавказская складчатость, интенсивное проявление субаэрального вулканизма, высокая сейсмичность, формирование современного рельефа и др.

К этому этапу относится, в частности, формирование одной из крупных тектонических зон Антикавказа — Среднеараксинской впадины. Время образования последней датируется возрастом красноцветной молассовой свиты (верхний олигоцен — нижний миоцен), распространение которой соответствует современным границам Араксинской впадины. Образование указанной молассовой свиты генетически связано с мощными орогеническими движениями, выразившимися в воздымании центральной части Антикавказа и установлении горного рельефа и в прогибании Среднеараксинской впадины. В последней и происходит накопление продуктов размыва окружающих горных хребтов в лагунно-континентальных условиях (синорогенная формация).

На Антикавказе выделяются пять неотектонических зон, различающихся типами и градиентами новейших тектонических движений: Зона моноклинального поднятия СВ склона Антикавказа с унаследованными от мезозоя локальными антиклинальными и синклинальными поднятиями. Севано-Акеринская зона дифференциальных поднятий и опусканий с унаследованными от олигоцена и миоцена и наложенными антропогеновыми поднятиями и опусканиями, неовулканическая зона Антикавказа с глыбовыми поднятиями и опусканиями, Арпа-Воротанская зона дифференциальных поднятий и опусканий, унаследованных от палеогена и зона Среднеараксинского межгорного прогиба с унаследованными от олигоцена и миоцена и наложенными плиоцен-антропогеновыми прогибами и поперечными поднятиями.

Внутри каждой из этих зон выделяются структуры второго порядка— прогибы и поднятия. Среди разрывных нарушений, играющих особенно важную роль в новейшей структуре Антикавказа, выделены четыре типа, а именно: большие, унаследованные, обновленные разломы, молодые разрывные нарушения, фиксируемые геологически и выраженные в рельефе, разломы и трещины, фиксируемые линейным расположением вулканов и глубокими ущельями, и флексуры, которые также отчетливо выражены в рельефе и местами осложнены сбросами.

На карте также показаны складки, развивавшиеся в неоген-антропогеновое время, соляные купола и куполовидные поднятия, границы сейсмических зон, центры вулканических извержений и минеральные источники.

Особыми знаками показаны области развития миоценовых моласс и верхнеплиоценовых озерных отложений.

В областях прогибания показана смена знака новейших тектонических движений.

Выделяются районы, которые в неогене прогибались, а в антропогене вовлекались в поднятие, и участки, которые были прогибами в миоцене, а начиная с плиоцена превратились в поднятия. Неогеновые поднятия, которые вовлекались в прогибание только в антропогене, показаны отдельно.

Зона северо-восточного склона Антикавказа в отношении новейшей тектоники представляет пологую моноклиналь с наклоном к северо-востоку под углом около 5°. Амплитуда поднятия в неотектонический этап на юго-западном крыле моноклинали составляет в среднем около 2000 м, о чем свидетельствуют высотные отметки останцев олигоценовых и миоценовых денудационных поверхностей. По направлению к северо-востоку амплитуда поднятия постепенно убывает, доходя по краю Куринской впадины до нескольких сотен метров.

У с. Кохб (Ноемберянский район) останцы морских отложений конкского горизонта ныне лежат на отметках около 1000—1200 м, а верхнеплиоценовый — нижнечетвертичный лавовый поток долины р. Дебед, в районе с. Ламбалу, на отметке около 400 м погружается под третью аккумулятивную террасу, а у с. Садахлу — под вторую террасу р. Дебед.

В новейшей структуре рассматриваемой зоны, на фоне общей моноклинали выделяются участки, характеризующиеся сравнительно более интенсивными поднятиями, и районы, амплитуды поднятия которых значительно уступают первым. При сопоставлении новейших тектонических структур второго порядка (поднятия и прогибы) с древними структурами выявляется их полное совпадение. Так, наиболее интенсивными поднятиями являются Алавердское, Шамхорское, Муровдагское и др., представляющие в плане древней структуры антиклинальные сооружения, сложенные преимущественно нижне-среднеюрскими образованиями, а расположенные между ними котловины — Иджеванская (Агстевская), Дашкесанская и др. являются синклинориями, выполненными верхнеюрскими и меловыми отложениями. Последние по амплитуде поднятия значительно уступают первым. Показательно, что начало формирования указанных антиклинальных и синклинальных структур, по всем геологическим данным, отмечается по крайней мере с верхней юры, а по данным ряда других исследователей — даже со средней юры.

Таким образом, главнейшие элементы новейшей структуры северо-восточного склона Антикавказа и обусловленные ими основные формы рельефа являются унаследованными и отражают крупные пликативные структуры мезозойского возраста.

Южнее и юго-западнее описанной моноклинали расположена Севано-Акеринская зона дифференциальных поднятий и опусканий.

Эта зона отличается от других неотектонических зон Антикавказа более резко выраженным дифференциальным характером новейших тектонических движений и большими амплитудами поднятий и опусканий. Кроме того, в строении рассматриваемой зоны, наряду с унаследованными

структурами, значительное место занимают новые, молодые наложенные впадины.

В региональном плане структуры Антикавказа эта зона наследует Севано-Акеринский среднеальпийский (мел—палеоген) геосинклинальный прогиб, расположенный на стыке двух крупных геотектонических комплексов герцинского и раннеальпийского (юра—неоком) времени — Сомхето-Кафанского и Приараксинского — и ограниченный двумя глубинными разломами (Севанским и Анкаван-Сюникским) и сопутствующими их разломами второго и третьего порядка [11].

В поперечном сечении Севано-Акеринской неотектонической зоны выделяются две подзоны поднятия — Базумско-Арегуни-Севанская на севере и Ширакско-Памбакская на юге и, расположенная между ними, Арпа-Севанская подзона относительного прогибания. Средняя амплитуда восходящих движений в неотектонический этап в подзонах поднятия составляет около 2500—3000 м, а в подзонах относительного прогибания— до 1000 м. Каждая из указанных подзон поднятия состоит из нескольких горстовых поднятий второго порядка, разделенных участками, в которых амплитуда восходящих движений значительно уступает первым (современные перевальные долины).

В северной подзоне выделяются Базумское, Арегуннйское и Севанское поднятия, сложенные эоценовыми и отчасти меловыми отложениями и представляющие в палеогеновом структурном плане синклинальные складки. Синклинальное строение имеют также Памбакское и Ширакское поднятия южной подзоны, сложенные преимущественно вулканогенно-осадочными образованиями эоцена.

Между указанными поднятиями расположена система молодых впадин, выполненных антропогеновыми и плиоценовыми аллювиально-пролювиальными, озерно-речными и пролювиально-вулканогенными образованиями, разделенных поперечными поднятиями антиклинального или горстового типа. Эти впадины: Верхнеахурянская, в мульдовой части которой расположено оз. Арпи, Верхнепамбакская, Спитакская, Кироваканская, Гамзачиманская, Красносельская, Верхнеразданская, Большого и Малого Севана. Многие из указанных впадин в тектоническом отношении представляют молодые, четвертичные грабены (Малый Севан, Гамзачиманская, Кироваканская, Верхнеразданская и др.), наложенные на сводовые части древних антиклинальных структур, а другие (Верхнепамбакская, Спитакская и др.) приурочены к древним (палеогеновым) синклинальным складкам, т. е. представляют структуры унаследованного типа. В западной части впадины Б. Севана (наиболее крупной среди вышеперечисленных прогибов), установлен непрерывный разрез отложений от четвертичного периода до среднего миоцена включительно, суммарной мощностью свыше 1000 м, что свидетельствует о ее унаследованном характере развития. Вместе с тем, на восточном борту указанной впадины антропогеновые и плиоценовые озерные и вулканогенно-пролювиальные отложения несогласно лежат на различных горизонтах палеогена и верхнего мела, что

обусловлено поднятием западного борта Севанской впадины в конце верхнего миоцена и соответственно этому, смещением прогиба на восток.

В указанных выше впадинах мощности четвертичных и плиоценовых отложений доходят до нескольких сотен метров, речные долины широкие (2—3 км), реки меандрируют, а в поперечных поднятиях, разделяющих впадины, реки врезаны в глубокие и узкие ущелья, в которых осадки отсутствуют. Эти данные свидетельствуют о том, что описанные впадины и поднятия представляют по существу конседиментационные складки, рост которых продолжается до современной эпохи включительно.

В Севано-Акеринской зоне, в отличие от моноклинальной зоны СВ склона Антикавказа, где в плане новейшей тектоники преобладает унаследованный тип развития, основные новейшие структуры и обусловленные ими крупные формы рельефа являются обращенными по отношению к древним структурам. Почти все горные хребты (Памбакский, Арегуний-ский, Базумский, Севанский), сложенные верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями и имеющие синклинальное строение, в плане новейшей тектоники являются областями интенсивного поднятия. Расположенные между ними крупные современные речные долины и озерные котловины (долина р. Агстев между гг. Кироваканом и Дилижаном, М. Севан и др.) представляют молодые грабены, наложенные на палеогеновые антиклинальные сооружения.

К северу от Базумской подзоны поднятия расположена Лорийская плоская наклонная равнина, имеющая среднюю абсолютную отметку около 1500 м и представляющая, в структурном отношении, грабен-синклинорий, сложенный плиоценовыми и антропогеновыми лавовыми образованиями и озерно-речными отложениями.

На юго-западе описываемая зона граничит с Ширакской синклинальной впадиной, выполненной вулканогенно-обломочными образованиями мио-плиоцена и озерно-речными отложениями антропогена.

На западе Ширакская впадина сливается с более обширной Карской впадиной.

В строении следующей, неовулканической зоны Антикавказа, важную роль играют глубокие тектонические разрывы субмеридионального и субширотного простирания, которые способствовали мощному проявлению эффузивного вулканизма. Продукты последнего слагают сложно построенные вулканические массивы и плато, представляющие современные основные формы рельефа рассматриваемой зоны. Крупные вулканические сооружения приурочены преимущественно к древним антиклинальным структурам — выступам каледонского и герцинского основания (Цахкуняцский, Гегамский и др. вулканические хребты), которые в плиоцене и антропогене испытывали брахиантиклинального типа поднятия, амплитудой свыше 2000 м.

Наиболее крупное разрывное нарушение приурочено к зоне Транскавказского близмеридионального поднятия, вдоль которого расположены плиоцен-антропогеновые вулканические массивы—Джавахетское нагорье, гг. Арагац, Б. и М. Араваты.

Ряд параллельных разломов развит вдоль Гегамского, Варденисского и Ишханасарского вулканических хребтов, на которых насажены многочисленные вулканические аппараты (центры извержений и излияний).

Тектонические движения, происходившие в среднем—верхнем антропогене, обусловили новое поднятие указанных вулканических массивов и возникновение радиальных и концентрических тектонических трещин. На последних расположены многочисленные вулканические аппараты (паразитические конусы), служившие центрами излияния лав и извержения туфов и других пирокластолитов. На массиве г. Арагац эти трещины были выражены в виде узких и глубоких ущелий (Амбердское, Манташское и др.), которые в дальнейшем экзарационными действиями ледников рисского и вюрмского времени сильно перерабатывались и в современном рельефе представлены в виде сглаженных корытообразных долин.

К ним в ряде мест приурочены выходы минеральных источников.

Далее следует Арпа-Воротанская зона дифференциальных поднятий и опусканий, характеризующаяся, так же как и зона СВ моноклинали, унаследованным типом развития новейших тектонических структур и сравнительно меньшей амплитудой вертикальных движений.

В составе зоны выделяется ряд поднятий — Урцское, Айоцдзорское, Сюникское, представляющие в плане палеогеновой тектоники крупные субширотного простирания антиклинальные сооружения, сложенные в ядрах палеозойскими и мезозойскими отложениями, а на крыльях — палеогеновыми образованиями.

В центральной части этой зоны развита система продольных прогибов (Нижнеакеринский, Воротанский) и слабых поднятий (Айоцдзорское, Шагапское), которые наследуют палеогеновые синклинальные структуры, сложенные верхнепалеогеновыми и мио-плиоценовыми (Воротанский и Нижнеакеринский прогибы) отложениями.

В современном рельефе они выражены в виде широких речных долин, с хорошо выраженными аккумулятивными и эрозионными речными террасами.

В южной части Антикавказа расположена Среднеараксинская зона прогибания, состоящая из ряда наложенных плиоцен-антропогеновых и унаследованных от олигоцена-миоцена впадин, разделенных поперечными поднятиями — выступами палеозойского основания.

На северо-западе зоны развит Нижнеахурянский (Октемберянский) прогиб, где мощность заполняющих ее молассовых и лагунных отложений олигоцена-миоцена составляет свыше 3000 м. В плиоцене в антропогене северная часть прогиба испытывала слабое поднятие, а южная — приараксинская часть — продолжала прогибаться. Поэтому в плане современной структуры он представлен в виде пологой моноклинали с падением на юг — юго-восток.

Согласно гравиметрическим данным Октемберянский прогиб не является единой структурой, а состоит из нескольких, по крайней мере из двух, прогибов второго порядка. С востока Нижнеахурянский прогиб ограничивается Паракар-Енгиджинским подземным горстовым поднятием ка-

ледонского субстрата, наличие которого установлено гравиметрией и буровыми скважинами.

Оно имело геоантиклинальную тенденцию развития в течение времени от среднего палеозоя и до нижнего — среднего антропогена включительно. Начиная с вюрма Паракар-Енгиджинское поднятие вовлекается в слабое прогибание в связи с общим, региональным опусканием центральной части среднеараксинского межгорного прогиба.

К северу от указанного поднятия, поперечно к нему, расположен Ереванский прогиб, представляющий крупный грабен-синклинорий северо-восточного простирания, выполненный отложениями палеогена и неогена мощностью до 6000 м. Последние составляют два отчетливо выраженных структурных яруса. Нижний из них слагается отложениями эоцена и олигоцена, которые залегают сравнительно спокойно, составляя пологие антиклинальные и синклинальные складки СВ простирания. В строении верхнего структурного этажа участвуют гипсо-соленосные отложения среднего—верхнего миоцена, которые дислоцированы более интенсивно и образуют сравнительно небольшие брахискладки и соляные купола. Многие из этих соляных куполов и куполовидных поднятий четко выражены в современном рельефе в виде возвышенностей [13]. Начиная с антропогена Ереванский прогиб также, как и Нижнеахурянский прогиб, испытывает слабое моноклинальное поднятие.

Восточнее Нижнеахурянского прогиба расположен небольшой Садаракский прогиб, сложенный пестроцветными и красноцветными молассовыми отложениями верхнего олигоцена — нижнего миоцена, песчано-глинистыми и карбонатными породами среднего—верхнего миоцена, перекрытыми четвертичными наносными образованиями. Между ними выступает Араратское поперечное поднятие, сложенное средне-верхнепалеозойскими отложениями. С востока Садаракская мульда ограничена поднятием герцинского основания в районе Волчьи ворота, за которой следует более крупная Нахичеванская впадина. По своему геологическому строению и истории развития, Нахичеванская впадина обнаруживает большое сходство с Араратской котловиной (Нижнеахурянский и Ереванский прогибы). Она так же, как и Араратская котловина, интенсивно прогибалась до верхнего сармата включительно, а в плиоцене испытывала поднятие. Начиная с апшерона, южная часть Нахичеванской впадины вновь вовлекается в прогибание, при этом более интенсивно в прилегающих к р. Аракс. Поверхность широко развитых здесь апшеронских пролювиально-флювиогляциальных галечников полого падает с севера на юг и у р. Аракс погружается под постплиоценовые озерно-речные отложения.

С севера и востока Нахичеванская впадина ограничена разрывными нарушениями (надвиги, взбросы, флексуры), вдоль которых расположены выходы минеральных источников, поля травертинов, а также экструзии и дайки андезито-дацитового состава.

В плане новейшей тектоники Нахичеванская впадина не является единой структурой. Она состоит из двух прогибов — Нахичеванского и Норашенского — и разделяющего их Карабахлярского поперечного поднятия.

С юго-востока Нахичеванская впадина замыкается Джульфинским (неграмским) антиклинальным сооружением, сложенным верхнепалеозойскими, мезозойскими и палеогеновыми отложениями. В плане новейшей тектоники оно представляет крупное куполовидное поднятие, прорезанное антецедентным ущельем р. Аракс. Амплитуда поднятия около 2000 м.

Восточнее Джульфинского поднятия расположена Ордубадская молодая, средне- верхнечетвертичного возраста, впадина, наложенная на интенсивно дислоцированные отложения мела и палеогена.

С новейшими тектоническими движениями тесно связана сейсмичность. Вопросы сейсмотектоники Антикавказа достаточно подробно освещены в работах Л. А. Варданянца [6], К. Н. Паффенгольца [25], А. Т. Асланяна [4], А. А. Габриеляна [11] и в коллективном труде И. В. Кирилловой, Е. Н. Люстиха, В. А. Растворовой, А. А. Сорского и В. Е. Хаина [16], поэтому мы не будем на них останавливаться.

Отметим только некоторые особенности проявления сейсмических явлений в связи с переоценкой роли разрывных нарушений в строении описываемой области.

Раньше еще К. Н. Паффенгольцем было указано, что очаги наиболее сильных землетрясений приурочены к границам геотектонических зон — крупным разрывным нарушениям.

Исследования последних лет доказывают, что действительно, очаги землетрясений на Антикавказе генетически связаны в основном с разрывными нарушениями.

В этом отношении доминирующую роль играют три крупные, древние, но обновленные в неотектоническом этапе, разломы, которые контролируют не только сейсмичность, но и главнейшие особенности геологического строения отдельных геотектоических зон [11]. Эти разломы: Анкаван-Сюникский (Анкаванская, Разданская, Камосская, Татевская и др. группы сейсмических очагов), Приараксинский, который тянется вдоль восточного и северо-восточного бортов Среднеараксинской впадины (Ордубадский, Двинский, Паракарский и др. очаги) и Транскавказский субмеридиональный разлом, проходящий по линии гг. Арарат-Арагац-Джавахкское нагорье (Араратская, Ленинаканская, Ахалкалакская группы очагов землетрясений).

К этим же региональным разрывным нарушениям приурочены линейно вытянутые группы минеральных источников — Араратская, Анкаван-Камо-Джермук-Воротанская и др. В некоторых районах (Севанская впадина, Араратская котловина) землетрясения связаны также с формированием пликативных структур и, в частности, с дальнейшим ростом соляных куполов (Ереванский прогиб), начало развития которых отмечается с миоцена.

Вторая особенность, касающаяся связи сейсмичности с неотектоникой, заключается в том, что очаги землетрясений с высокой бальностью (семь и более) приурочены преимущественно к тем районам, которые испытывали неоднократную перестройку тектонического плана и характери-

зуются высокой активностью новейших движений дифференциального характера (Севано-Акеринская и Араксинская зоны).

Довольно отчетливая связь устанавливается между сейсмичностью и аномалиями силы тяжести. В Араратской котловине сейсмически наиболее активные участки одновременно являются зонами больших градиентов силы тяжести, что, по-видимому, также связано с разрывными нарушениями.

Гравитационное поле Антикавказа в целом характеризуется отрицательными аномалиями силы тяжести (до 170 миллигал в редукции Буге). Однако на фоне этого общего минимума вырисовываются относительные максимумы и минимумы силы тяжести. Выявляются три гравитационные зоны — зона центрального минимума, северо-восточная и юго-западная зоны максимума [2].

Сопоставляя эти три гравитационные зоны с современными формами рельефа Антикавказа, отражающими новейшие тектонические движения, обнаруживается их полное совпадение. Зона центрального минимума соответствует центральной, наиболее приподнятой, высокогорной части Антикавказа, при этом самые большие минимумы приурочены к приподнятым вулканическим щитам — Гегамскому нагорью (170 мгл), Арагацу (160 мгл). Зона юго-западного максимума совпадает с Среднеараксинской впадиной и прилегающим к ней районам, а северо-восточный максимум — северо-восточному склону Антикавказа, примыкающему к Куринской депрессии. Эти данные показывают, что существует прямая связь между аномалиями силы тяжести, положением поверхности Мохоровичича (или мощностью земной коры) и характером новейших тектонических движений. Она выражается в том, что районы с положительными аномальными полями соответствуют тектоническим блокам, характеризующимся сравнительно тонкой земной корой и относительным прогибанием в неотектоническую эпоху. Напротив, тектонические блоки, испытывавшие наиболее интенсивные поднятия в неогене и антропогене, характеризуются относительными минимумами силы тяжести, т. е. большими мощностями земной коры (массив г. Арагац, Гегамское и Джавахетское вулканические нагорья и др.).

Показательно также, что зона центрального минимума полностью совпадает с областью мощного проявления неогенового и антропогенового вулканизма. Это свидетельствует о том, что существует парагенетическая связь между гравитационным полем, новейшими тектоническими движениями и проявлением вулканизма.

Что же касается связи локальных структур с аномалиями силы тяжести, то между ними вырисовывается прямая связь. В Араксинской котловине все погребенные выступы палеозойского фундамента и антиклинальные сооружения вырисовываются на гравитационных картах в виде относительных максимумов в противоположность прогибам и синклинальным структурам, которые характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести. Центральная часть Антикавказа (Севано-Акеринская и неовулканическая геотектонические зоны), характеризующаяся наиболее резко выраженными дифференциальными новейшими тектоническими движе-

ниями, на гравитационной карте выявляется как поле локальных аномалий, в противоположность северо-восточной моноклинали, характеризующейся более крупными и плавно сменяющимися аномальными полями, слабой сейсмичностью и отсутствием вулканизма.

Ереванский государственный
университет

Поступила 23.II. 1962.

Ա. Ա. ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ-Ի ԵՎ ԱՆՏԻԿՈՎԿԱՍԻ ԿԻՑ ՄԱՍԵՐԻ ՆՈՐԱԳՈՒՅՆ ՏԵԿՏՈՆԻԿԱՆ ՈՒ ՍԵՅՍՄԻԿԱՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Նորագույն տեկտոնական շարժումները, որոնք տեսի են ունեցել Նեոգենում ու անտրոպոգենում, բացառիկ դեր են խաղացել Անտիկովկասի այժմյան բարձր լեռնային ու խոշոր մասնատված ռելիեֆի ձևավորման գործում։

Անջատվում են հինգ նեոտեկտոնիկ գոնաներ, որոնք միմյանցից տարբերվում են նորագույն տեկտոնական շարժումների տիպերով ու ամպլիտուդաներով։

1. Անտիկովկասի հյուսիս-արևելյան լանջի մոնոկլինուլային բարձրացման գոնա, 2. Սևանի դիֆերենցիալ բարձրացումների և իջեցումների գոնա, 3. Անտիկովկասի նեոհրաբխային գոնա, 4. Արփա-Որոտանի դիֆերենցիալ բարձրացումների և իջեցումների գոնա, 5. Արաքսի միջլեռնային ճկվածքների գոնա։

Նորագույն տեկտոնական շարժումների հետ սերտ կերպով կապված են սեյսմիկ երևույթները։ Երկրաշարժերի օջախները Անտիկովկասում դասավորված են երեք խոշոր խորքային խախտումների՝ (Հանքավան—Սյունիքի, Արաքսի և Արարատ—Արագած—Ջավախքի) երկայնքով։ Նույն խախտումների հետ գենետիկորեն կապված են ՀՍՍՀ-ի հանքային աղբյուրները։

ЛИТЕРАТУРА

1. Авакян Л. А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
2. Аджимамудов Э. Б. О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа. ДАН АрмССР, т. XXIV, № 4, 1957.
3. Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. 1961.
4. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. 1958.
5. Бальян С. П. Морфологический анализ новейших тектонических движений Армении. Материалы совещ. по изуч. четв. пер., т. II, 1961.
6. Варданянц Л. А. Сейсмотектоника Кавказа. Тр. сейсмич. Ин-та АН СССР, № 64, 1935.
7. Варданянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд. АН АрмССР, 1948.
8. Габриелян А. А. Значение неотектоники в формировании современного облика рельефа и структуры Армении. ДАН СССР, т. XXII, № 4, 1950.

9. **Габриелян А. А.** О новейших тектонических движениях в Армении. Тр. Ер. Гос. ун-та, т. XXX, 1950.
10. **Габриелян А. А.** О возрасте древних галечников Армении и о нижней границе антропогена. ДАН АрмССР, т. 27, № 2, 1958.
11. **Габриелян А. А.** Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН АрмССР, 1959.
12. **Габриелян А. А.** Тектоническое районирование Антикавказа и положение его в системе альпийского орогена юга СССР и сопредельных стран. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр., № 4, 1961.
13. **Габриелян А. А., Арзуманян С. К.** О новейшей тектонике Ереванского соленосного бассейна. ДАН АрмССР, т. XXXIV, № 4, 1962.
14. **Габриелян А. А., Думитрашко Н. В.** История развития рельефа Армянской ССР. «Геология Армянской ССР», т. I, Изд. АН АрмССР, 1962.
15. **Думитрашко Н. В.** Основные черты рельефа и геоморфологическое районирование Армении. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 74, 1958.
16. **Кириллова И. В., Люстик Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е.** Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд. АН СССР, 1960.
17. **Леонтьев Л. Н.** О темпе молодых поднятий в центральной части Малого Кавказа. Изв. АН АзССР, № 10, 1945.
18. **Милановский Е. Е.** О соотношении крупных форм рельефа и новейшей тектоники структуры Малого Кавказа. Уч. зап. МГУ, вып. 161. Геология, т. X, 1952.
19. **Милановский Е. Е.** Основные черты развития центральной части Малого Кавказа в плиоцене и антропогене. Тр. Комиссии по изуч. четв. пер., т. XII, 1957.
20. **Милановский Е. Е.** Новейшая тектоника Севанской впадины. БМОИП, отд. геол., № 5, 1960.
21. **Милановский Е. Е.** Основные черты плиоценового и антропогенового вулканизма Кавказа. Мат. Совещ. по изуч. четв. пер., т. II, 1961.
22. **Милановский Е. Е.** Новейшая тектоника Армянской ССР и прилегающих районов Закавказья. Геология Армянской ССР, т. I, 1962.
23. **Мкртчян К. А.** К характеристике посленюрмских тектонических движений бассейна р. Памбак. «Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР». Изд. АН АрмССР, 1956.
24. **Мкртчян К. А.** К вопросу о молодой структуре и районировании новейших тектонических движений в северной Армении. Изв. АН АрмССР, сер. геол. геогр., № 6, 1959.
25. **Паффенгольц К. Н.** Сейсмотектоника Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Изд. АН АрмССР, 1947.
26. **Паффенгольц К. Н.** Геологический очерк Кавказа. Изд. АН АрмССР, 1960.
27. **Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н.** Основные черты геотектонического развития Кавказа, ч. I—II, БМОИП, отд. геол., вып. 3—4, 1950.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 4—5, 1963 Геологич. и географич. науки

ТЕКТОНИКА

В. Г. КОЧАРЯН, Р. Н. ТАЯН

К ВОПРОСУ О НАПРАВЛЕНИИ ДВИЖЕНИЙ ПО ЗОНЕ ДЕБАКЛИНСКОГО РАЗЛОМА

Многие исследователи Мегринского интрузивного комплекса указывали на наличие Дебаклинского разлома и на его большую роль в геологическом строении района. По данным В. Г. Грушевого [2], С. А. Мовсесяна [6], С. С. Мкртчяна [5], И. Г. Магакьяна [4] разлом этот является основной рудоконтролирующей структурой района, вдоль которой сосредоточены эндогенные месторождения меди и молибдена.

Согласно представлениям А. М. Арутюняна, Дебаклинский разлом следует относить к пострудным нарушениям. Имеются различные представления и по вопросу о направлении движения блоков пород, примыкающих к Дебаклинскому разлому. По данным одних исследователей, изучавших геологию района до 1962 г., по Дебаклинскому разлому происходили сбросовые перемещения. Другие же исследователи указывают на надвиговые перемещения вдоль разлома.

Согласно В. Г. Грушевому [2], по характеризуемому нарушению как по зоне «слабости», происходили значительные перемещения, которые были причиной поднятия западного блока, сложенного породами гранитового и гранодиоритового состава.

С. А. Мовсесян [6] рассматривает Дебаклинский разлом в качестве надвига (?), по которому монцониты надвинуты на порфировидные граниты.

Согласно С. С. Мкртчяну [5], Дебаклинский разлом представляет собой крупный сброс, по которому опущены породы монцонитовой интрузии, расположенные к востоку от зоны разлома, а также вмещающие их вулканогенные образования нижнего эоцена.

На сбросовые движения вдоль Дебаклинского разлома указывает также А. Т. Асланян [1]. Наличие послерудных подвижек по разлому, по представлениям А. Т. Асланяна, доказывается тем, что в горных выработках в зоне разлома встречены окатанные глыбы кварц-молибденовых руд.

Большой интерес представляют данные, приведенные в работе А. Е. Исаханяна и Л. Г. Тер-Абрамяна [3] по структурной позиции Джиндаринского месторождения.

Как известно, это месторождение приурочено к тектонической зоне, ограниченной с запада и востока двумя ветвями Дебаклинского разлома, а с северо-запада Личкским разломом северо-восточного простирания.

А. Е. Исаханян и Л. Г. Тер-Абрамян указывают на имевшее место двухкратное смещение Личкского разлома, как восточной, так и западной ветвями Дебаклинского разлома с вертикальной амплитудой по 110 м. Опущенным в обеих случаях является восточное крыло.

Описание Дебаклинского разлома в пределах Каджаранского рудного поля приводится в работе К. А. Карамяна и Т. А. Аревшатян.

Детальные исследования зоны разлома в горных выработках позволили авторам выделить на основании наличия двух типов тектонической глинки двухкратное движение вдоль разлома—в дорудный и послерудный этапы.

Как видно из краткого обзора существующих представлений, исследователи расходятся в вопросе определения роли Дебаклинского разлома в геологическом строении района, а также в вопросе о направлении движений блоков пород, прилегающих к разлому. Поэтому авторами настоящей статьи была предпринята попытка собрать новые данные для более углубленного решения рассматриваемого вопроса на основании применения современных методов структурного и микроструктурного анализа.

Краткое описание зоны Дебаклинского разлома

На изученном участке Дебаклинский разлом в основном вытягивается по контакту монцонитовой интрузии и интрузии порфировидных гранитов и гранодиоритов Мегринского плутона. Разлом сопровождается зоной интенсивно раздробленных пород мощностью от 5 до 20 м, вытянутой в северо-западном направлении от 310 до 340—350° и падающей к северо-востоку под углом 40—70°.

Среди серии ориентированных параллельно разрывных нарушений можно выделить главные швы, по которым происходили основные подвижки. На отдельных участках, например, севернее с. Карчеван, количество этих швов доходит до 4—5. Кроме них, имеются более мелкие тектонические швы «второго порядка», расположенные между основными швами, и, наконец, трещины без сколько-нибудь значительных следов смещения по ним.

Среди трещин, ориентированных под углом к зоне разлома, также наблюдаются более крупные, с отчетливо выраженными следами смещения по ним, которые как бы соединяют между собой основные швы. В висячем боку разлома наблюдается более интенсивная трещиноватость, чем в лежачем. Причем отдельные системы косо ориентированных к разлому трещин расположены только в висячем боку.

В лежачем боку разлома развита, в основном, трещиноватость, параллельная основному шву, причем интенсивность ее увеличивается по мере приближения к разлому.

На тех участках, где разлом имеет крутое падение, трещиноватость по обе стороны от основного шва развивается одинаково, т. е. имеются трещины как параллельные основному шву, так и ориентированные косо по отношению к нему.

На отдельных интервалах вдоль основных плоскостей сбрасывателя прослеживается глинка трения мощностью до первых метров.

К. А. Карамян и Т. А. Аревшатян в Каджаранском рудном поле в штольне, вскрывавшей разлом, отмечали наличие «тектонической глинки» мощностью до 2 м. Глинка «имеет темно-коричневую окраску, довольно отчетливо развальцована, с многочисленными разноцветными полосами и местами прослойками более тонкого помола».

Теми же авторами на участке Мякан описывается тектоническая глинка, вскрытая канавой. Причем отмечается наличие глинки двух типов: 1) древняя гидротермально измененная, осветленная глинка с многочисленными обломками кварца и 2) черная глинка явно послерудного возраста с обломками карбонатных жил. Контакт между глинками двух типов отчетливо резкий, тектонический.

В висячем боку зоны разлома проявлено гидротермальное изменение вмещающих пород (монцонитов) в полосе мощностью до 150—200 м. На интервалах, где разлом имеет углы падения до 55—60°, породы лежачего бока почти не подвержены гидротермальному изменению или изменение имеет небольшую мощность (максимум до 10 м). На участках Шор-Джур и Джркап гидротермальное изменение пород распространяется с одинаковой интенсивностью по обе стороны от зоны разлома, которая имеет здесь крутые углы падения— 70—75°.

По следам движений на основных плоскостях сбрасывателей устанавливается неоднократное движение вдоль разлома, сопровождавшееся перемещением примыкающих блоков пород. Общее количество этапов деформации, сопровождавшихся движением блоков пород, примыкающих к разлому, пока точно не установлено. На данном этапе исследований представляется возможным проанализировать имевшие место движения вдоль разлома лишь после внедрения даек гранодиорит-порфиров и др., представляющих собой дайковый комплекс, связанный с интрузиями порфировидных гранитов и гранодиоритов.

Особенности строения зоны Дебаклинского разлома

Учитывая, что между структурными элементами, наблюдаемыми в деформированных породах, и внешними силами, приведшими к их образованию, существует определенная закономерная зависимость, то на основании изучения этих элементов можно определить направление движений различных блоков пород, возникающих в результате воздействия внешних сил.

Базируясь на этих данных, была сделана попытка в дополнение к данным, полученным при детальном геологическом картировании отдельных участков, тяготеющих к разлому, изучить мелкую трещиноватость и оптическую ориентировку минералов, слагающих деформированные вмещающие породы.

На изученном интервале Дебаклинский разлом представлен серией сближенных кулисообразно расположенных плоскостей-сбрасывателей, по-

отношению к которым как в лежачем, так и в висячем боку производились замеры трещин. Полученные замеры нанесены на диаграммы, отражающие общую трещиноватость пород. На различных расстояниях от разлома и в самой зоне разлома были отобраны ориентированные образцы, на основании изучения которых составлены диаграммы, отображающие ориентировку оптических осей кварца и биотита, входящих в состав пород.

Ниже излагаются результаты изучения трещинной тектоники и микроструктурного анализа.

Всего было составлено 4 диаграммы трещиноватости. Однако, в связи с тем, что максимумы трещин на каждой из этих диаграмм имели сходные элементы залегания, была составлена сводная диаграмма № 1, включающая более 1000 замеров трещин, характеризующая общую трещиноватость северо-западной части монцонитовой интрузии. Как видно из диаграммы в монцонитовой интрузии наблюдается сложная система трещин, анализ которых представляется крайне трудным.

Расшифровка полученной диаграммы очевидно может быть осуществлена лишь в том случае, если представилось бы возможным исключить при анализе этой диаграммы те максимумы полюсов трещин, возникновение которых заведомо не связано с перемещением блоков пород, примыкающих к Дебаклинскому разлому и образовавшихся после внедрения даек. Как известно, среди трещин, развитых в интрузивных породах, следует различать первичные, связанные с внутренними силами интрузии, именуемые эндокинетическими трещинами, так и вторичные трещины, возникшие в результате воздействия внешних сил и именуемые экзокинетическими.

Исходя из приведенных положений следует прежде всего учесть, что полюса трещин, отвечающие максимумам I и II, соответствуют трещинам отдельности, простирающимся на СВ 10—30° с падением на юго-запад под углом 70—90°, широко развитых в пределах всей монцонитовой интрузии как вблизи разлома, так и на далеком расстоянии от него.

Именно вдоль этих трех систем трещин внедрялись дайки гранодиорит-порфира, отнесенные Карамяном К. А. и Аревшатян Т. А. к 1-му этапу.

Из изложенных данных вытекает, что упомянутые системы трещин возникли еще до внедрения даек. Ввиду того, что нас интересовали последайковые этапы деформации, мы условно исключаем из рассмотрения максимумы, отвечающие двум названным системам трещин.

Максимумы III и IV соответствуют системам пологопадающих трещин, также широко проявленных во всей монцонитовой интрузии. Эти трещины, обуславливающие матрацевидную отдельность в монцонитовом массиве, очевидно являются эндокинетическими и с движениями по разлому заведомо не связаны и также условно могут быть исключены из рассмотрения.

Максимум V представляет собой систему крутопадающих трещин близширотного простирания, особенно хорошо развитых в северной приконтактовой части интрузии. Эта система трещин совпадает с плоско-па-

раллельной первичной ориентировкой биотита и согласно Г. Клоссу может рассматриваться в качестве эндокинетических продольных трещин.

При дальнейшем анализе мы эти трещины условно исключаем из рассмотрения. С движением вдоль разлома очевидно следует связывать лишь максимумы поясов трещин VI, VII и VIII, которые в стороне от разлома проявлены незначительно и в основном распространены в породах, обнажающихся в непосредственной близости к зоне нарушения. Эти трещины очевидно необходимо учитывать при определении направлений движения вдоль разлома. В результате проведенного картирования в непосредственной близости от разлома, на участке Давачи, нами была обнаружена кварцевая жила с раздувом изометрической формы. В этом раздуве отчетливо проявлены три системы трещин. По плоскостям двух из этих систем выявлены следы скольжения, и трещины являются сколовыми. Третья, сопряженная с ними система характеризуется развитием трещин, имеющих извилистое очертание и представляющих собой типичные трещины отрыва. Одна из этих вышеуказанных систем сколовых трещин простиранием 330°, падением на СВ под углом 40—50°, параллельна разлому; ей соответствует максимум VI на диаграмме трещиноватости. Второй системе сколовых трещин простиранием 25—30°, падающих на ЮВ под углом 60°, на диаграмме соответствует максимум VII. Третья система трещин отрыва простиранием 290—310° с падением на СВ под углом 30—35° не имеет широкого площадного распространения.

Таким образом, системы трещин, соответствующие максимумам VI и VII, видимо возникли после формирования кварцевых жил.

Наличие таких же трещин в порфиритах, вмещающих монцонитовый интрузивный массив, а также увеличение их частоты с приближением к разлому, позволяет нам предположить, что образование характеризуемых трещин связано с одним из этапов деформаций, имевшем место после образования кварцевых жил и приведшим к определенным движениям по разлому на данном участке.

Как известно, по данным А. В. Пэка [7], при движении по плоскости сместителя образуются две системы сколовых, сопряженных с этой плоскостью оперяющих трещин, одна из которых параллельна поверхности сместителя, вторая система сколовых трещин образует с поверхностью движения тупой угол, открытый в сторону движения. Третья система оперяющих трещин отрыва образует с основным нарушением острый угол, открытый в сторону движущегося блока. Сделав соответствующие построения на блок-диаграмме (фиг. 1), мы пытаемся воссоздать направление движения по плоскости сбрасывателя на изучаемом участке после внедрения кварцевых жил. При этом мы учитываем наблюдаемое пространственное соотношение основной плоскости сбрасывателя с оперяющими трещинами, возникшими в зоне Дебаклинского разлома, после образования кварцевых жил. Произведенные построения показывают, что движения, имевшие место по разлому, представляли собой сдвиго-надвиг с несколько большей горизонтальной составляющей по отношению к вертикальной, при этом се-

веро-восточный блок поднимался, перемещаясь одновременно в СЗ направлении.

Для более полного решения анализируемого вопроса была сделана попытка применить микроструктурный анализ. Для этой цели в обнажении кварцевой жилы был взят ориентированный образец, из которого был вырезан ориентированный шлиф. Результаты замеров оптических осей кварца представлены на диаграмме № 2. Анализ полученных данных позволяет прийти к выводу, что максимум № 1, по-видимому, отражает ориентировку роста. Это подтверждается тем, что оптические оси примерно перпендикулярны стенкам жилы, нанесенной на диаграмму.

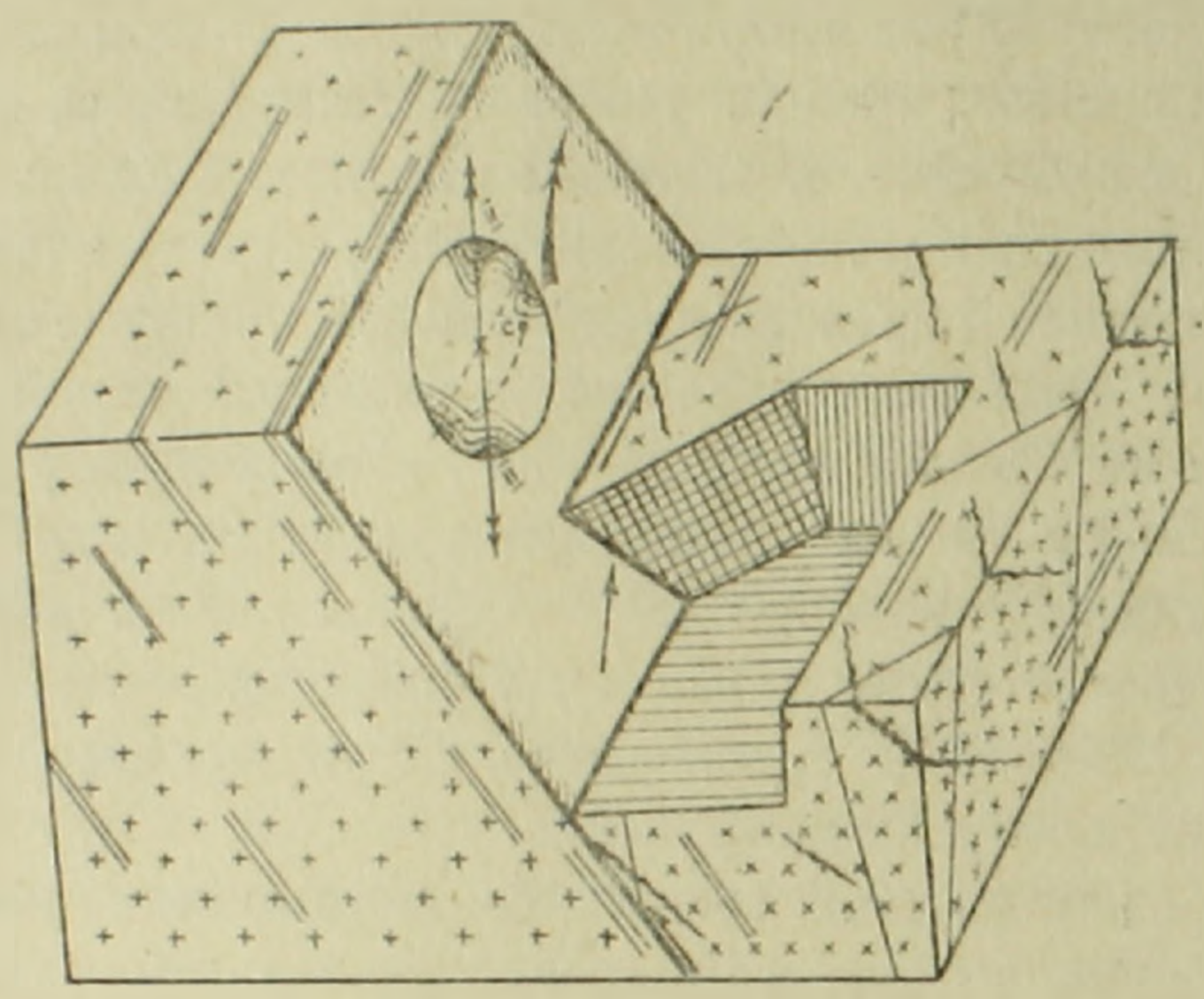
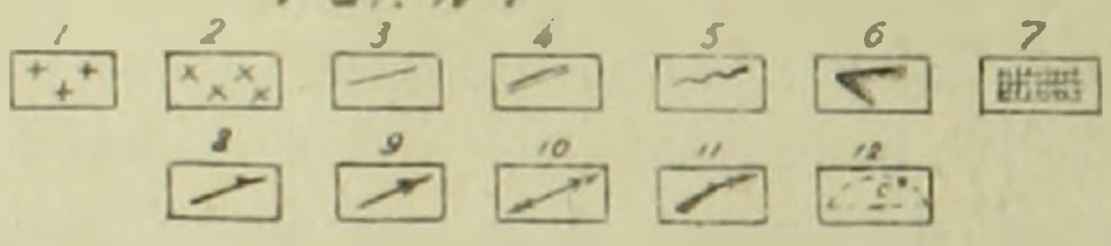


Рис. N 1



1. Порфировидные граниты. 2. Монцониты. 3. Трещины скалывания, ориентированные под углом к плоскости разлома. 4. Трещины скалывания, ориентированные параллельно плоскости разлома. 5. Трещины отрыва. 6. Плоскость разлома. 7. Плоскость трещин скалывания. 8. Направление движения блока пород в вертикальной и горизонтальной плоскости. 9. Направление движения блока пород, примыкающего к висячему боку разлома, определенное путем анализа трещиноватости. 10. Линия скольжения по плоскости разлома в послекварцевый этап деформации. 11. Истинное направление движения блока пород висячего бока разлома в послекварцевый этап деформации. 12. След горизонта и выход направления север—юг. В круге—максимум II диаграммы № 2, перенесенный на плоскость разлома.

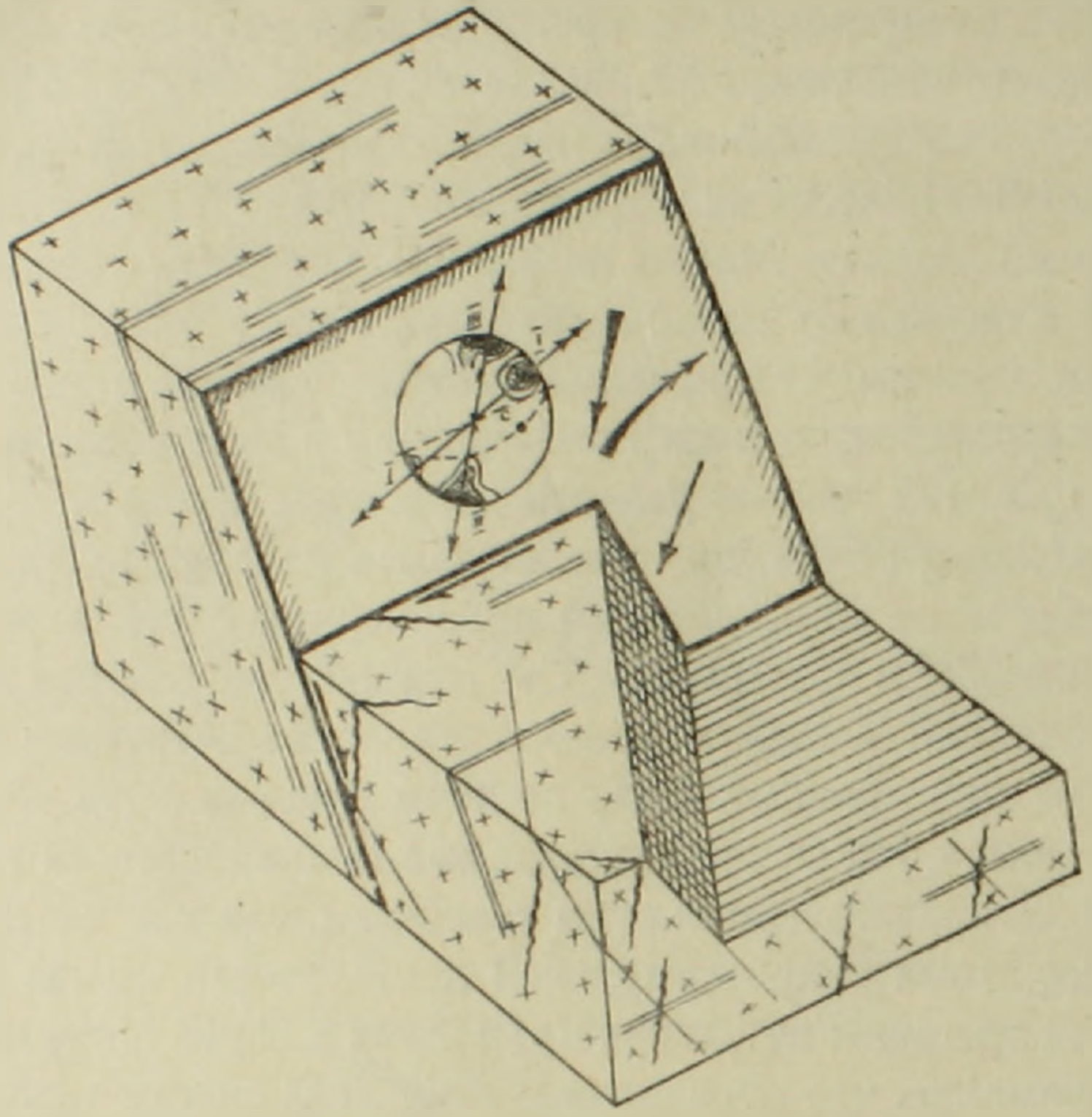
Оптические оси зерен кварца, сведенные в максимум № 2, расположены параллельно плоскости разлома. Несомненно они отображают линию скольжения блока пород, примыкающего к висячему боку Дебаклинского разлома. Ориентировка оптических осей вызвана движением этого блока в начальный этап деформации. Некоторая вытянутость максимума № 2 в

плоскости разлома, а также наличие на многих плоскостях-сбрсывателях в зоне разлома почти горизонтальной штриховки, перекрывающей все остальные борозды скольжения, позволило нам сделать вывод, что в конечный этап данной деформации по зоне разлома происходили сдвиговые перемещения.

Анализируя оставшийся на диаграмме трещиноватости максимум № 8, можно прийти к следующему выводу. Этот максимум соответствует системе трещин, ориентированных в направлении 290—300° с падением на СВ под углом 65—70°. Наблюдения на плоскостях сбрасывателей трещин этой системы позволяют отнести их к трещинам скола. Этот вывод подтверждается тем, что по ущелью Мякан по рассматриваемым трещинам в непосредственной близости от разлома наблюдаются зеркала скольжения и глинка трения. Они имеют прямолинейное выдержанное простирание. Густота их увеличивается по мере приближения к зоне разлома. Поскольку по отдельным из этих трещин развиты кварцевые жилы, то с достаточным основанием можно считать, что они являются докварцевыми. В непосредственной близости от зоны разлома наблюдается система трещин с простиранием 340—350° и падением на СВ. Эта система развита на отдельных небольших участках. Трещины имеют извилистые очертания и небольшое протяжение по простиранию. Судя по этим признакам их можно отнести к трещинам отрыва. На сводной диаграмме трещиноватости не отобразился максимум, соответствующий этим трещинам, так как часть их, видимо, залечена продуктами гидротермальной деятельности и, как уже отмечалось выше, эти трещины не распространяются в глубь интрузивных пород. Приняв во внимание, что образование этих двух систем трещин было вызвано подвижками по зоне основного разлома и сделав соответстующее построение на блок-диаграмме (фиг. 2), мы получили направление движения по разлому в данный этап деформации. Это движение представляет собою сбросо-сдвиг. Причем СВ блок опускался, двигаясь одновременно в ЮЮВ направлении.

На диаграмме № 3, отражающей ориентировку оптических осей кварца, составленной на основании замеров в ориентированном образце, взятом непосредственно из зоны разлома, на участке Мякан, наблюдается несколько четких максимумов. Максимум I, по-видимому, отображает уже разобранный нами выше послекварцевый этап деформации. Как видно из сравнения диаграмм ориентировки оптических осей кварца на участках Давачи (диаграмма № 2) и Мякан (диаграмма № 3), этот этап деформации на обоих участках проявился одинаково (сравним максимум II на диаграмме № 2 и максимум I на диаграмме № 3). Максимум II имеет повсеместное распространение в интрузивных массивах различных фаз, внедрившихся после монцонитов. Он наблюдался Р. Н. Таяном в более чем 30 ориентированных образцах, взятых из различных частей этих интрузий. По-видимому, он связан с одним из этапов деформаций, проявившихся во всем плутоне. Максимум III, расположенный в плоскости разлома, позволяет судить о линии скольжения по плоскости разлома.

Ориентировка оптических осей кварца, отображенная этим максимумом, возникла в результате движения блоков пород по разлому в направлении, выявленном при изучении сопряженных трещин (сравни линию скольжения и направление движения на блок-диаграмме (фиг. 2). Учитывая, что трещины, связанные с описанным этапом деформации, образова-



Фиг. N 2

1. Линия скольжения по плоскости разлома в докварцевый этап деформации. 2. Истинное направление движения блока пород висячего блока разлома в докварцевый этап деформации. В круге—максимумы I и III диаграммы № 3, перенесенные на плоскость разлома. Остальное как на фиг. № 1.

лись до формирования кварцевых жил, этот этап деформации можно считать докварцевым. Характерно, что на диаграмме № 4, отображающей ориентировку оптических осей кварца в 20 м от зоны разлома, в его лежачем боку, сохраняется максимум, вызванный тем же перемещением блоков. Максимум, соответствующий послекварцевому этапу деформации, выражен очень слабо. Отсюда можно сделать вывод, что докварцевый этап деформации был более интенсивным и поэтому проявился на большем расстоянии от зоны разлома.

Для определения нижнего возрастного предела докварцевого этапа деформации нами были предприняты поиски примеров перемещения вдоль трещин на участках, прилегающих к разлому по обе его стороны. Нам удалось обнаружить, во-первых пересечение, а в некоторых случаях небольшие, порядка 10 см, смещения даек трещинами СЗ простирания с падени-

ем на СВ, т. е. трещинами, соответствующими максимуму IX на сводной диаграмме трещиноватости и связанными с подвижками по разлому в докварцевый этап деформации. Таким образом, можно предполагать, что докварцевый этап деформации происходил после внедрения дайкового комплекса, связанного с интрузиями порфировидных гранитов и гранодиоритов.

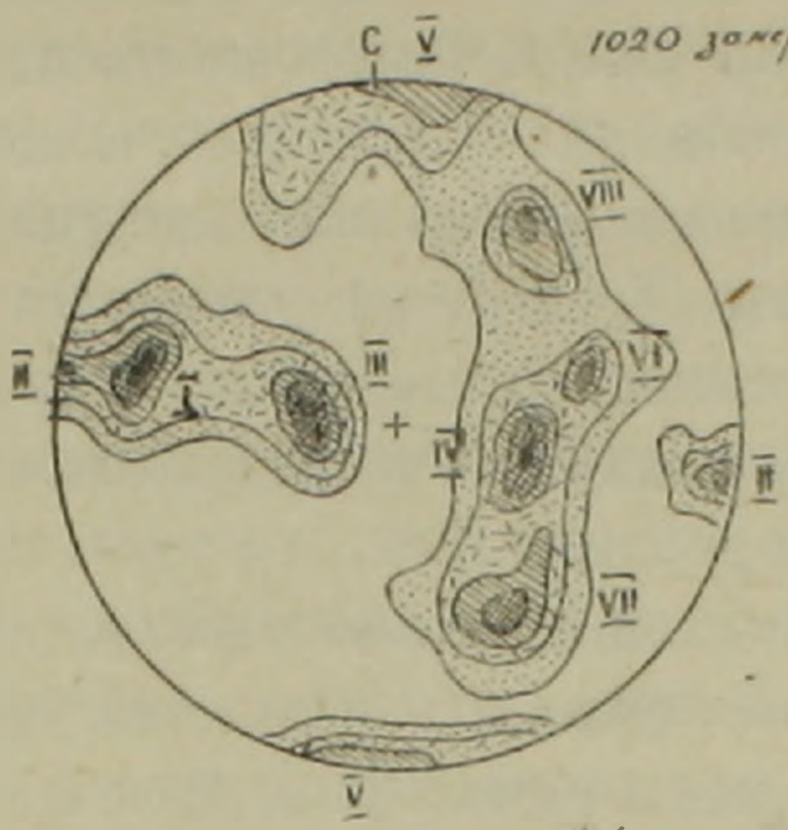


Диаграмма N1

Проекция верхней полусферы на горизонтальную плоскость. 1—2—4—6 — < %.

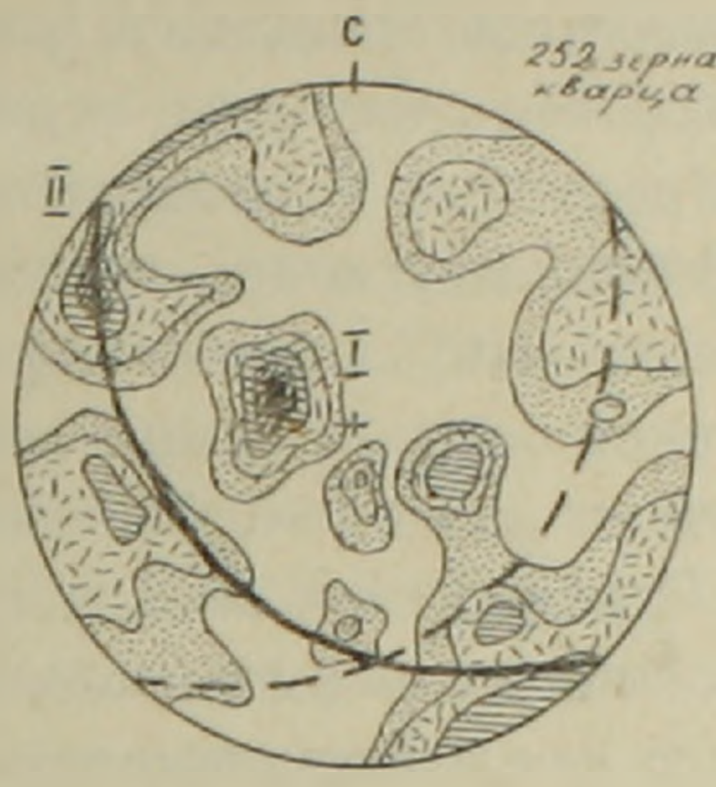


Диаграмма N2

Проекция верхней полусферы на горизонтальную плоскость. 1—2—4—6— < %. Сплошная линия — плоскость Дебаклинского разлома. Пунктирная линия — плоскость кварцевой жилы.

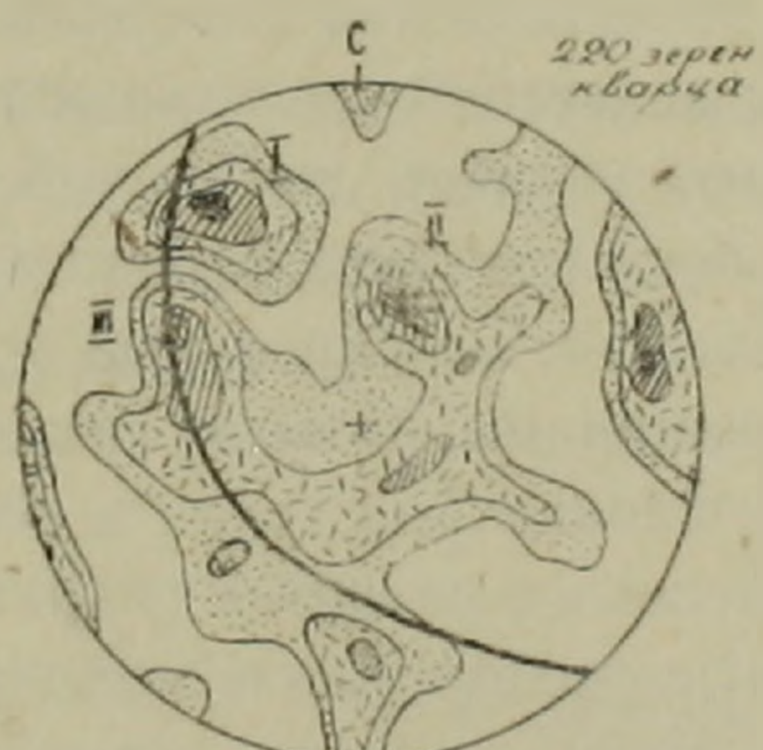


Диаграмма N3

Проекция верхней полусферы на горизонтальную плоскость. 1—2—4—6 < %. Сплошная линия — плоскость Дебаклинского разлома.

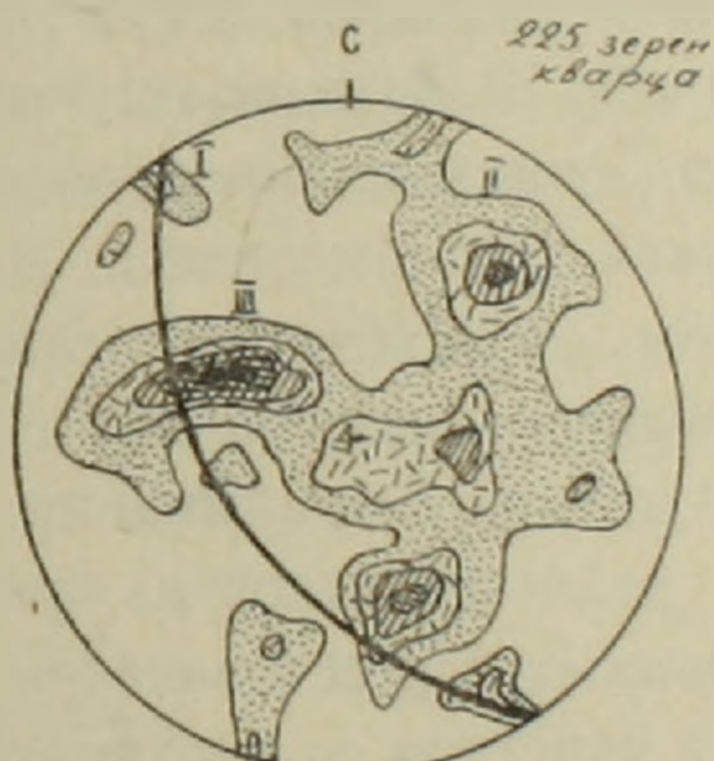


Диаграмма N4

Проекция верхней полусферы на горизонтальную плоскость. 1—2—4—6 < %. Сплошная линия — плоскость Дебаклинского разлома.

Приведенные выше данные позволяют судить о методике, примененной нами для определения относительного времени и условий образования трещин в зоне Дебаклинского разлома, а также о направлении движений прилегающих к нему блоков пород.

Резюмируя изложенное, мы приходим к следующим выводам:

1. Дебаклинский разлом представляет собой относительно мощную зону трещиноватых раздробленных пород. Среди серии ориентированных

параллельно разрывных нарушений можно выделить главные швы, по которым происходили основные подвижки. На отдельных участках количество этих основных швов доходит до 4—5. Поэтому нам кажется целесообразнее говорить не о Дебаклинском разломе, а о зоне Дебаклинского разлома.

2. После внедрения дайкового комплекса, связанного с интрузиями порфировидных гранитов и гранодиоритов по зоне Дебаклинского разлома происходили двухкратные перемещения блоков: а) последайковые, докварцевые (дорудные ?) движения, представляющие собой сбросо-сдвиг, причем СВ блок опускался, перемещаясь одновременно в юг—юго-восточном направлении; б) послекварцевые (послерудные !) движения, в процессе проявления которых северо-восточный блок поднимался, перемещаясь одновременно в север—северо-западном направлении.

3. Перемещения блоков пород, примыкающих к зоне Дебаклинского разлома, не везде имели одинаковое направление и интенсивность. Так, например, послекварцевые подвижки, которые хорошо фиксируются в северных частях изученного района, проявляются очень слабо на более южных участках.

4. На тех участках, где имеется несколько параллельных швов, наблюдается разновременное движение по отдельным из них. На основании изучения минеральных ассоциаций, развившихся в этих швах, представляется возможным определить последовательное развитие подвижек, имевших место вдоль этих швов.

5. В зоне Дебаклинского разлома развивается интенсивная трещиноватость, сопряженная с основными швами, причем наблюдается очень характерная закономерность: в лежачем боку получили распространение, в основном, сопряженные трещины скалывания, параллельные основному шву. В висячем боку, наряду с такими трещинами, развиты сопряженные трещины отрыва и скалывания, ориентированные под углом к основному шву. Это является одной из причин интенсивного развития гидротермально измененных пород в висячем боку. Такое расположение трещин характерно для участков со средними (до 60°) углами падения основных швов. С увеличением угла падения основного шва сопряженные трещины отрыва и скалывания появляются также и в лежачем боку, что создает благоприятные условия для проникновения гидротермальных растворов, вызывающих изменения пород по обе стороны от зоны разлома с одинаковой интенсивностью. В частности это имеет место на участках Шорджур и Джркап, где минерализованные тектонические швы, развитые в разломе, имеют крутое падение (70—75°).

6. Анализ диаграмм ориентировки оптических осей кварца на различных расстояниях от зоны разлома позволяет сделать вывод, что оптические оси кварца отображают линию скольжения по плоскости смещения и располагаются в этой же плоскости. Причем характерным является то, что последующие подвижки по той же плоскости не стирают до конца предыдущую ориентировку, что дает возможность установить направление нескольких этапов движений.

7. Закономерная ориентировка оптических осей кварца лучше проявляется в лежачем боку, где развиты исключительно трещины скола, параллельные основному шву. Это дает возможность предполагать об имеющей место связи ориентировки оптических осей кварца со сколовыми направлениями.

8. На основании наблюдаемого пространственного соотношения оперяющих трещин, сопряженных с зоной разлома, представляется возможным определить общее направление движения по плоскости-сместителю (надвиг, сдвиг, сброс или их комбинации). Ориентировка оптических осей кварца в образцах пород, отобранных в зоне разлома или в непосредственной близости от нее (лучше в лежачем боку), позволяет судить о точной линии скольжения блоков, примыкающих к разлому.

Совместное рассмотрение линии скольжения и общего вида движения (в нашем случае сбросо-сдвиг и сдвиго-надвиг) позволяет получить точную линию движения, на которой стрелка указывает направление движения блоков пород, примыкающих к висячему боку разлома.

Для того чтобы намеченная стрелка являлась векторной, т. е. имела направление и величину, нужна еще одна составляющая — горизонтальная или вертикальная амплитуда перемещения.

Последний вопрос в нашем случае является наиболее трудным и пока практически неразрешенным ввиду многократных наложенных друг на друга подвижек и почти полного отсутствия в изученных участках разлома даек, рудных жил или контактов различных пород, пересекаемых ими.

Пользуясь случаем авторы выражают благодарность Ф. И. Вольфсону и А. М. Арутюняну, любезно просмотревшим рукопись данной статьи и сделавшим ценные замечания.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10.II. 1963.

Վ. Գ. ՔՈՉԱՐՅԱՆ, Ռ. Ն. ՏԱՅԱՆ

ԴԵՔԱՔԼՈՒԻ ԽԱԽՏՄԱՆ ՉՈՆԱՅՈՒՄ ՇԱՐԺՈՒՄՆԵՐԻ ՈՒՂՂՈՒԹՅԱՆ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում լուսաբանվում է ստրուկտուրային և միկրոստրուկտուրային անալիզի մեթոդիկան, որը կիրառվել է հեղինակների կողմից Դեբաքլուի խախտման չոնայում ճեղքվածքների առաջացման պայմանների և հարաբերական ժամանակի, ինչպես նաև այդ խախտմանը հարող ապարների բլոկների տեղաշարժման ուղղության որոշման համար։

Դեբաքլուի խախտումն իրենց ներկայացնում է ճեղքավորված և բեկորատված ապարների համեմատաբար հզոր չոնա։ Ջուգահեռ տեղադրված բեկվածքային խախտումների շարքում կարելի է անջատել այն գլխավոր կարերը, որոնց ուղղությամբ կատարվել են հիմնական տեղաշարժերը։

Պորֆիրանման դրանիտների և դրանադիորիտների ինտրուզիաների հետ կապված դայկային կոմպլեքսի ներդրումից հետո Դևրաքլուի խախտման դոնայի ուղղությամբ կատարվել է բլոկների կրկնակի տեղաշարժ՝

ա) Հետդայկային, մինչկվարցային (մինչհանքային՞) շարժումներ, որոնք իրենցից ներկայացնում են վարնետվածք—տեղաշարժ, ըստ որում հյուսիս-արևելյան բլոկը իջել է, միաժամանակ տեղաշարժվելով հարավ-հարավ-արևելյան ուղղությամբ:

բ) Հետկվարցային (հետհանքային՞) շարժումներ, որոնց ժամանակ հյուսիս-արևելյան բլոկը բարձրացել է, միաժամանակ տեղաշարժվելով դեպի հյուսիս-հյուսիս-արևմուտք:

Դևրաքլուի խախտման գոնայում կարպացած է գլխավոր կարերի հետ կապված ուժեղ ճեղքավորվածություն, ըստ որում նկատվում է շատ բնորոշ օրինաչափություն՝ պառկած կողում լայն տարածում են գտել հիմնականում այն տեղաշարժման ճեղքերը (трещины скалывания), որոնք զուգահեռ են գլխավոր կարին, կախված կողում դրանց հետ միևտեղ զարգացած են նաև այսպիսի պոկման (трещины отрыва) և տեղաշարժման ճեղքեր, որոնք անկյուն են կազմում գլխավոր կարի հետ: Ճեղքերի նման դասավորումը բնորոշ է այսպիսի տեղամասերի համար, որտեղ գլխավոր կարերը ունեն միջին (մինչև 60°) մեծության անկման անկյուններ: Գլխավոր կարի անկման անկյան մեծացման հետ նրան հարող պոկման և տեղաշարժման ճեղքերը երևան են գալիս նաև պառկած կողում:

Խախտման գոնայից վանապան հեռավորությունների վրա գտնվող կվարցների օպտիկական առանցքների կողմնորոշման դիագրամների անալիզը թույլ է տալիս եզրակացնել, որ կվարցի օպտիկական առանցքները ցույց են տալիս սահքի դիծը տեղաշարժի նկատմամբ և տեղադրված են այդ նույն հարթության մեջ: Ըստ որում հետաքրքիրն այն է, որ այդ նույն հարթությամբ կատարված հետագա շարժումները վերջնականապես չեն ոչնչացնում նախորդ կողմնորոշումը, որը և հնարավորություն է տալիս որոշելու շարժման մի քանի փուլերի ուղղությունները:

ЛИТЕРАТУРА

1. **Асланян А. Т.** Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
2. **Грушевой В. Г.** Интрузивные породы юго-восточной части Армянской ССР и восточной части Нахичеванской АССР. Сб. «Интрузивы Закавказья». Тр. Груз. Г. Г. У., вып. II, 1941.
3. **Исаханян А. Е., Тер-Абрамян Л. Г.** Некоторые вопросы геологического строения и структурно-морфологических особенностей Джиндаринского месторождения. Труды УГ и ОН при СМ Армянской ССР, т. 2, 1959.
4. **Магакьян И. Г.** Рудные месторождения Изд. АН АрмССР, Ереван, 1961.
5. **Мкртчян С. С.** Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1958.
6. **Мовсесян С. А.** Интрузии центральной части Зангезурского (Конгуро-Алангезского хребта и связанные с ними полезные ископаемые. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1953.
7. **Пэк А. В.** Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд. АН СССР, 1939. АН АзССР, № 8, 1955.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և տշխարհագր. գիտ. XVI, № 4—5, 1963 Геологич. и географич. науки

ПЕТРОГРАФИЯ

С. И. БАЛАСАНЯН

ПРЕДВЕРХНЕЮРСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС СОМХЕТО-КАФАНСКОЙ ЗОНЫ

Район проявления предверхнеюрского интрузивного магматизма Сомхето-Кафанской зоны характеризуется широким развитием продуктов вулканической деятельности юры, которым подчинены осадочные образования того же возраста. В геологическом строении принимают участие также эопалеозойские и меловые отложения.

К предверхнеюрскому интрузивному комплексу относятся вся Бердская (Шамшадинская) группа интрузивов, а также Славянский и Гильанбирский интрузивы из Кедабек-Дашкесанской группы. Возраст интрузивов Бердской группы до недавнего времени датировался как послесреднеюрский-досеноманский на том основании, что они рвут верхнебайосские эффузивы и имеют гальки в базальных конгломератах сеномана, обнаруженные В. Е. Хаином, А. Т. Асланяном и автором. Однако наши дальнейшие наблюдения совместно с геологом М. Аракеляном позволили в базальных конгломератах верхней юры (келловея), обнажающихся по р. Ахум, вблизи Таузского массива, обнаружить гальки пород всех фаз внедрения и дополнительных интрузивов Бердской группы. Примерно такие же данные получены азербайджанскими геологами Г. И. Керимовым [4] и Р. Н. Абдуллаевым [1] относительно возраста Славянского и Гильанбирского интрузивов Кедабек-Дашкесанской группы, сложенных аналогичными плагиогранитными породами Бердской группы. Согласно Г. И. Керимову [4], они рвут кварцевые плагиопорфиры верхнего байоса и их гальки заключены в конгломератах бата.

Следовательно, Бердская группа интрузивов, а также Славянский и Гильанбирский массивы должны быть отнесены к среднеюрскому-предверхнеюрскому возрасту, что подтверждается и радиологическими определениями некоторых проб из пород Славянского массива [2].

Интрузивы Бердской группы располагаются к северо-востоку от Мургузского хребта, в бассейнах рр. Тауз, Хндзорут и Ахум. Группа состоит из наиболее крупного Таузского, Хндзорутского массивов и сопровождающих их мелких сателлитов. Небольшой интрузив аляскитовых гранитов нами оконтурен на западном склоне г. Гей-даг, который назовем Гейдагским.

Славянский и Гильанбирский интрузивы обнажаются в бассейнах рр. Джагир и Шамхор, где образуют штокообразные тела, раз-

мещенные среди средне- и верхнебайосских эффузивов. Здесь хорошо выяснено возрастное соотношение предверхнеюрских интрузивов с нижнемеловыми. По наблюдениям Г. И. Керимова, Славянский массив прорывается и изменяется нижнемеловыми интрузивными породами Кедабек-Дашкесанской группы.

Породы интрузивной фазы рассматриваемого комплекса представлены плагиогранитами, порфировидными плагиогранитами, аляскитовыми гранитами, а породы дополнительных интрузивов — плагиогранит-порфирами. Эти типы пород образуют обособленные самостоятельные тела, вытянутые в различных направлениях.

Наибольшим развитием пользуются плагиограниты, слагающие Хндзорутский, Славянский, Гильанбирский, большую часть Таузского массивов и сопровождающие их небольшие изолированные тела, размещающиеся в байосских вулканогенных отложениях. Они преимущественно располагаются в ядрах антикавказских антиклинориев и вытянуты в том же антикавказском направлении. Мелкие сателлиты плагиогранитов, сопровождающие Хндзорутский интрузив, приурочены к крыльям одноименного антиклинория и внедрены в мелкие разрывные нарушения северо-западного и близмеридионального направления.

Дополнительные интрузивы плагиогранит-порфиров тяготеют к поперечным и отчасти продольным разрывным нарушениям, возникшим в пределах плагиогранитов Таузского массива. Они представлены мелкими штокообразными и дайкоборазными телами, простирающимися обычно в северо-западном направлении. Сравнительно редко и в более мелких размерах их выходы встречаются в Хндзорутском интрузиве.

В юго-западной части Бердского антиклинория тянется мощная зона интенсивно измененных пород. Здесь проходит система разрывных нарушений северо-западного и меридионального направления, по которым внедрились порфировидные плагиограниты и аляскитовые граниты, вызывая в них интенсивные гидротермальные изменения.

Таким образом, наиболее ранние плагиограниты размещаются в сводовых частях антикавказских антиклинориев и отчасти в мелких поперечных и диагональных разрывных нарушениях, возникших на крыльях Хндзорутского антиклинория. Позднее возникли более крупные нарушения северо-западного простирания, по которым интрудировали порфировидные плагиограниты. Наиболее молодыми из разрывных нарушений (имеются в виду нарушения, сопровождавшие складчатые структуры) являются меридиональные, одно из которых затушовано внедрившимися по нему аляскитовыми гранитами. По-видимому, разрывные нарушения, контролировавшие более поздние и кислые инъекции гранитоидной магмы, образовались в период формирования антикавказских складчатых структур.

Дополнительные интрузивы плагиогранит-порфиров определенно возникли после плагиогранитов, что доказывается следующими данными:

1. В ущелье р. Тауз во многих местах они рвут плагиограниты.
2. В 4,8 км к юго-западу от с. Навур, в русле р. Тауз апофиза плагио-

гранит-порфиров сечет плагиограниты и включает в себя обломки последних величиной до 40—80 см;

3. В 6,5 км к юго-западу от с. Берд, несколько выше от участка Леспромсовхоза плагиограниты на контакте с дополнительным интрузивом плагиогранит-порфиров подвержены интенсивному натриевому метасоматозу и кварцитизации;

4. В 7 км к юго-западу от с. Берд, по руслу правого притока р. Тауз плагиограниты прорваны и метасоматически изменены дополнительными интрузивами и их апофизами. Контакты обеих пород обычно скрыты под аллювиальными отложениями и только в одном месте обнажается резкий контакт с падением на юго-восток;

5. В 4,5 км к востоку от г. Гей плагиограниты на контакте с дополнительным интрузивом плагиогранит-порфиров интенсивно гидротермально изменены, пиритизированы и пересечены их апофизами. Плагиогранит-порфиры содержат ксенолиты плагиогранитов.

Хорошо устанавливается также более позднее внедрение аляскитовых гранитов по отношению к порфировидным плагиогранитам на том основании, что в 2 км к югу от вершины г. Гей-даг довольно крупная апофиза их прорывает и изменяет порфировидные плагиограниты. Последние подвержены калиевому метасоматозу и обогащены калиевым полевым шпатом, содержание которого резко убывает по мере удаления от апофизы аляскитовых гранитов.

Выделение более молодой фазы порфировидных плагиогранитов относительно плагиогранитов основано на том, что по правому притоку р. Тауз плагиограниты на контакте с порфировидными плагиогранитами интенсивно окварцованы и серицитизированы. Кроме того, на восточном склоне г. Гей-даг внутри плагиогранитов местами встречаются небольшие апофизы порфировидных плагиогранитов.

На основании вышеизложенного на данной стадии изученности можно наметить следующий порядок внедрения пород интрузивной фазы: 1. Плагиограниты; 2. Порфировидные плагиограниты; 3. Аляскитовые граниты. К фазе дополнительных интрузивов относятся малые тела плагиогранит-порфиров, образовавшиеся после пород первой фазы.

По-видимому, промежуток времени, отделяющий плагиограниты от дополнительных интрузивов плагиогранит-порфиров, иногда был настолько незначительным, что первые еще не успели полностью кристаллизоваться, последовало вторжение дополнительных интрузивов и потому между ними местами возникли постепенные контакты. Однако наличие обломков плагиогранитов в плагиогранит-порфирах, контактовое воздействие последних на первые, отчетливое пересечение плагиогранитов апофизами и мелкими теламк плагиогранит-порфиров не оставляют сомнения об их принадлежности к разным фазам внедрения. Это, с другой стороны, свидетельствует о том, что часть дополнительных интрузивов внедрилась значительно позже пород первой фазы. Следует отметить, что неотчетливо выраженные, порою постепенные, контакты чаще всего возникали благодаря

широкому проявлению метасоматических процессов в связи с внедрением дополнительных интрузивов.

Статистическая обработка значительного количества измерений трещин отдельностей показывает, что по внутренней тектонике разнофазные породы отличаются друг от друга, что свидетельствует об их формировании в несколько различных тектонических обстановках.

Породы интрузивной фазы и дополнительных интрузивов

1. *Плагиограниты* слагают наиболее крупные массивы и сопровождающие их мелкие сателлиты. В зонах контактов с эффузивами основного состава среднего байоса они постепенно переходят в плагиогранодиориты и кварцевые диориты. Такие же сравнительно основные разновидности встречаются внутри крупных плагиогранитовых интрузивов, на что указал также Ш. А. Азизбеков [3]. Все они относятся к породам фации эндоконтактов, возникшим ассимиляцией плагиогранитовой магмой вмещающих основных эффузивов. На контакте с кварцевыми плагиопорфирами верхнего байоса в составе плагиогранитов никаких изменений не наблюдается, что объясняется их весьма близким химизмом.

Фация сателлитов отличается от пород главной интрузивной фации более мелкозернистым строением и несколько повышенной кислотностью. Однако некоторые сателлиты по составу отвечают породам эндоконтактовой фации крупных массивов. Такие сателлиты внедрены в раздробленные зоны и характеризуются значительным содержанием ксенолитов основных эфузивов среднего байоса.

Минеральный состав описываемых пород определяется присутствием плагиоклаза, кварца, обыкновенной роговой обманки и акцессорных минералов, представленных магнетитом, титано-магнетитом, цирконом, апатитом, сфеном и рутилом. Эти породы характеризуются повышенным содержанием плагиоклаза и кварца, но пониженным — роговой обманки. При переходе от пород главной интрузивной фации к породам фации эндоконтактов возрастает количество роговой обманки, повышается основность плагиоклаза (от олигоклаза и кислого андезина до основного андезина) и значительно убывает содержание кварца. Характерной особенностью плагиогранитов является почти полное отсутствие калиевого полевого шпата. Последний отмечен в некоторых шлифах и то в виде единичных зерен, приуроченных к промежуткам между плагиоклазом и кварцем.

2. *Плагиогранит-порфиры* сосредоточены, главным образом, в северо-восточной узкой части Гаузского массива. По внешнему облику это мелкозернистые розовые породы с вкрапленниками кварца. Они сохраняют основные черты петрографического состава плагиогранитов—повышенное содержание плагиоклаза, кварца и отсутствие калиевого полевого шпата. С другой стороны, они обладают некоторыми специфическими особенностями, заключающимися в более высоком содержании кварца, повышенной кислотности плагиоклаза и отсутствии роговой обманки. Кроме того, в количественном составе их наблюдаются незначительные вариации, что

объясняется отсутствием следов ассимиляции и гибридизма.

В этих породах вкрапленники присутствуют в обилии, но встречаются и разности с весьма редкими порфировидными выделениями. Они представлены плагиоклазом и кварцем, количественное соотношение которых различное.

3. *Порфировидные плагиограниты* слагают юго-западную часть Таузского массива и небольшое штокообразное тело, встреченное нами в 2 км к юго-востоку от них. Они вытянуты в близширотном направлении. Эти породы местами постепенно переходят в плагиогранодиориты вследствие уменьшения содержания кварца и возрастания вкрапленников плагиоклаза. Такие сравнительно основные разновидности не обнаруживают видимой связи с процессами ассимиляции и гибридизма. В восточой части тела, где имеется достаточно большое количество ксенолитов порфиртов, они часто сменяются порфировидными плагиогранодиоритами и иногда кварцевым диоритами. Последние две разновидности относятся к породам фации эндоконтактов, возникшим благодаря ассимиляции плагиогранитовой магмой вулканогенных пород основного состава. По петрографическому составу они тождественны породам фации эндоконтактов плагиогранитов первой фазы.

Порфировидные плагиограниты почти крупнозернистые розовато-серые породы с обилием порфировидных выделений кварца и плагиоклаза, достигающих 1 см в длину. Структура порфировидная со среднезернистой гипидиоморфнозернистой структурой основной массы.

Эти породы отличаются от предыдущих присутствием значительного количества калиевого полевого шпата. По содержанию кварца и основности плагиоклаза они занимают промежуточное положение между плагиогранитами и плагиогранит-порфирами.

Порфировидные выделения и основная масса присутствуют в различных количествах, но первые обычно преобладают над основной массой. Последняя иногда доходит до ничтожного количества и потому такие разности выглядят как крупнозернистые равномернозернистые породы. Порфировидные выделения представлены преобладающим плагиоклазом (№ 26—46) и кварцем.

Порфировидные плагиограниты с центра к периферии интрузивов постепенно переходят в мелкозернистые разновидности, характеризующиеся: а) мелкими размерами минералов основной массы; б) пониженным содержанием калиевого полевого шпата; в) склонностью основной массы к аплитовой структуре.

4. *Аляскитовые граниты* обнажаются на восточном склоне г. Гей-даг, где прорывают порфириты среднего байоса и образуют небольшое тело, имеющее меридиональную вытянутость. Они характеризуются однородным петрографическим составом по всему интрузиву. В них видимых следов явлений контаминации не обнаружено. По всей вероятности, они представляют продукт кристаллизации исходной аляскитовой магмы.

Макроскопически это равномернозернистые, совершенно лейкократовые, розового цвета породы. Под микроскопом структура гипидиоморфно-

зернистая и переходная от последней к аплитовой. Минеральный состав их: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, реже биотит. Акцессорные минералы — магнетит, циркон. В содержании минералов значительных колебаний не наблюдается. Состав плагиоклаза также устойчив и обычно относится к ряду альбита. По 11 измерениям, калиевый полевой шпат чаще всего ближе стоит к триклинному ряду.

Аляскитовые граниты отличаются от предыдущих трех типов пород повышенным содержанием калиевого полевого шпата. Но количество последнего в них все же меньше по сравнению с нормальными аляскитами.

Недалеко от описанных пород, среди плагиогранитов в некоторых местах (в 2 км к юго-востоку и в 3 км к северо-востоку от вершины г. Гейлаг) встречены незначительные выходы аляскитовых гранитов, характеризующихся более мелкозернистым строением, несколько повышенным содержанием биотита (иногда до 3%) и плагиоклаза.

Породы жильной фазы

Жильные породы, связанные с предверхнеюрскими интрузивами, пользуются незначительным распространением. Они характеризуются и небольшим разнообразием петрографического состава. Нами констатировано наличие плагиоаплитов, плагиоаплит-порфиров, аплитов и диорит-порфиров. Все эти типы пространственно разобщены и потому в поле не представлялось возможным выяснить их возрастное соотношение. Диорит-порфириты автором относятся к жильным породам II этапа, а остальные — к породам I этапа. Отметим, что эти термины употребляются в понимании В. С. Коптева-Дворникова [5].

Жильные породы I этапа контролируются мелкими трещинами преимущественно северо-западного простирания, а жильные образования II этапа приурочены к более крупным крутопадающим трещинам различного направления.

Диорит-порфириты значительно отходят от обнажающихся интрузивов (иногда 2—3 км) и только редко в виде единичных даек встречаются в плагиогранитах (I фаза) и порфировидных плагиогарнитах (II фаза). Подобных даек в аляскитовых гранитах (III фаза) не обнаружено.

Намечается определенная закономерность в пространственном размещении жильных пород I этапа—плагиоаплиты приурочены к породам I фазы, плагиоаплит-порфиры — к породам II фазы и аплиты — к породам III фазы. Отсюда очевидна их пространственная разобщенность.

На основании непосредственных пересечений доказывается принадлежность плагиоаплитов к двум генерациям.

Устанавливается определенная зависимость между составом жильных пород первого этапа и интрузивами. Они повторяют детали петрографического состава вмещающих их пород главной интрузивной фации. По петрографическому составу жильные породы I этапа весьма сходны с соответствующими вмещающими их породами главной интрузивной фации. Только они отличаются несколько повышенной кислотностью и в боль-

шинстве случаев полным отсутствием цветных минералов. Такая причинная зависимость состава жильных образований от пород главной интрузивной фации, несомненно, свидетельствует об их тесной генетической связи.

Хотя диорит-порфириты по петрографическому составу значительно отличаются от интрузивов, но по некоторым геохимическим признакам, как ниже увидим, сходны с породами I и II фаз внедрения.

Во всех интрузивах встречаются также маломощные кварцевые жилы, в расположении которых никакой закономерности не усматривается. Они пользуются большим развитием особенно в дополнительных интрузивах плагиогранит-порфиров, где принадлежат, по крайней мере, к трем генерациям. На основании непосредственных пересечений доказывается более поздний возраст кварцевых жил относительно плагиоаплитов (в 5 км к ЮЗ от с. Берд, в русле р. Тауз).

Акцессорные минералы и микроэлементы в интрузивных и жильных породах

Из всех генетических типов пород предверхнеюрского интрузивного комплекса отбирались образцы для получения искусственных шлихов с целью изучения в них ассоциации акцессорных минералов. Пробы для искусственных шлихов отбирались весом до 10 кг, причем в каждую из них включалось несколько образцов одной и той же породы.

Изучение состава тяжелой неэлектромагнитной фракции искусственных шлихов показывает, что породы I и II фаз и дополнительных интрузивов характеризуются одним и тем же комплексом руководящих акцессорных минералов, представленных цирконом, апатитом, сфеном и рутилом. Для пород жильной фазы обоих этапов типична та же ассоциация акцессорных минералов.

В аляскитовых гранитах и связанных с ними жильных аплитах рутил исчезает, сфен встречается в виде единичных кристаллов, а количество апатита становится ничтожным. Фактически для отмеченных пород руководящим акцессорным минералом можно считать только циркон.

Во всех породах среди акцессорных минералов доминирующим является циркон. Обычно апатит преобладает над сфеном, которым подчинен рутил. Первая тенденция отчетливо выражена у кислых представителей, а вторая тенденция—у пород фации эндоконтактов и жильной фазы второго этапа.

При переходе от пород главной интрузивной фации к породам фации эндоконтактов и от жильных образований I этапа к таковым II этапа намечается возрастание содержания апатита и сфена, но уменьшение циркона. Совершенно противоположная картина наблюдается в направлении от ранних гранитоидов к поздним и от пород главной интрузивной фации к породам дополнительных интрузивов и жильной фазы I этапа. Несколько иное поведение обнаруживает рутил, содержание которого в породах главной интрузивной фации и фации эндоконтактов не испытывает заметных

колебаний. Однако при переходе от пород интрузивных фаз к дополнительным интрузивам и жильным образованиям первого этапа количество его значительно убывает. Обратное соотношение констатируется в направлении от ранних жильных пород к поздним.

В разновременно образовавшихся породах одноименные акцессорные минералы отличаются друг от друга по некоторым типоморфным особенностям. Так, циркон аляскитовых гранитов представлен двумя разностями, одна из которых образует мелкие светло-желтые дипирамидальные кристаллы, а другая выражена еще более мелкими бесцветными дипирамидальными кристаллами, иногда со слабо развитой призмой. Циркон пород первой фазы и дополнительных интрузивов представлен темно-серыми, светло-коричневыми и розоватыми кристаллами укороченной дипирамидальной формы с хорошо развитой призмой. В порфировидных плагиогранитах циркон присутствует в виде светло-бурых и красноватых укороченных дипирамидальных кристаллов со слабо развитой призмой.

В породах первой фазы и дополнительных интрузивов рутил образует красные и коричневые призматические кристаллы, иногда с хорошо выраженной штриховкой. Встречается и анатаз в виде бипирамидальных зерен с отчетливо выраженной поперечной штриховкой. Окраска его синевато-серая, желтая и желтовато-красная. Рутил порфировидных плагиогранитов окрашен в оранжевый и красноватый цвета, а анатаз — в желтовато-зеленый.

Более однообразным является сфен, представленный обычно мелкими изометричными буроватыми и желтыми зернами. Апатит развит в виде короткопризматических и удлиненных узкопризматических бесцветных кристаллов.

Рассмотрение поведения микроэлементов в акцессорных минералах пород главных интрузивных фаций предверхнеюрского возраста показывает следующее:

а. Все акцессорные минералы, в независимости от их нахождения в породах разных фаз, характеризуются постоянным присутствием кремния, алюминия, магния, кальция, титана, железа и циркония.

б. Содержание некоторых из перечисленных элементов несколько изменяется как в различных акцессориях, так и в одноименных акцессорных минералах разных пород. Например, содержание магния в цирконах обычно меньше, чем в остальных акцессориях; в апатитах циркония больше в сравнении со сфенами и рутилами; в последних больше железа, чем в остальных акцессориях; наблюдается тенденция к нарастанию содержания алюминия в апатитах и рутилах при переходе от ранних пород к поздним и т. д.

в. Некоторые редкие элементы обнаруживают отчетливую связь с определенными акцессорными минералами. Так, ванадий, скандий и ниобий типичны для рутилов; гафний — для цирконов; иттрий и иттербий — для цирконов и апатитов. Лантан и церий выявляют тенденцию к накоплению, главным образом, в апатитах, а также в цирконах и сфенах дополнительных интрузивов и аляскитовых гранитов.

г. Рутилы отличаются полным отсутствием лантана, церия, иттрия и иттербия, а цирконы—марганца. По степени загрязненности первое место занимают апатиты, затем идут сфены и цирконы. Рутилы являются сравнительно чистыми.

д. К непостоянным микроэлементам относятся натрий, стронций, медь и серебро, причем первые три встречены в апатитах пород первой фазы и дополнительных интрузивов.

Для выяснения поведения микроэлементов в породах предверхнеюрского интрузивного комплекса было произведено 250 спектральных полуколичественных анализов, из коих по 50 анализов для пород каждой интрузивной фазы и дополнительных интрузивов и 50 анализов — для пород фильной фазы.

Обработка этих анализов показывает, что предверхнеюрские интрузивы и связанные с ними жильные образования характеризуются постоянным присутствием (во всех анализированных пробах) таких элементов, как титан, ванадий, медь, цирконий и галлий. Однако они обнаруживают различные содержания в породах разных фаз и фаций.

При переходе от ранних фаз к поздним и от пород главной интрузивной фации к породам дополнительных интрузивов и жильной фазы I этапа намечается возрастание содержания циркония и галлия, но уменьшение титана.

Интересно поведение ванадия из группы железа, содержание которого примерно одинаково во всех породах и только увеличивается в породах фации эндоконтактов. В породах главной интрузивной фации ванадий присутствует ниже кларковых содержаний, а в породах фации эндоконтактов — несколько выше.

Медь встречается во всех пробах обычно в тысячных долях процента, за исключением краевых частей интрузивов, где наблюдается заметное повышение ее содержания.

В породах главной интрузивной фации первой и второй фаз никель, кобальт и хром являются редкостью. Частота их встречаемости возрастает в тех краевых частях интрузивов, которые контактируют со среднеюрскими эффузивами основного состава и характеризуются проявлением явлений ассимиляции и гибридизма. В аляскитовых гранитах они полностью отсутствуют. Все это дает основание предполагать, что отмеченные элементы из группы железа заимствовались из вмещающей среды.

Следует отметить, что главная часть ванадия из группы железа, по-видимому, привносилась из магматических источников, о чем свидетельствует его высокая и одинаковая частота встречаемости во всех без исключения породах главной интрузивной фации, жильных породах I этапа и аляскитовых гранитах, лишенных следов ассимиляции и гибридизма.

Некоторые элементы характерны для определенных типов пород. Так, иттрий и иттербий являются характерными элементами для пород главной интрузивной фации I и II фаз, дополнительных интрузивов и жильных образований первого этапа, а олово — для аляскитовых гранитов.

Для рассматриваемого интрузивного комплекса одним из характер-

ных микроэлементов является и бериллий, частота встречаемости которого увеличивается в породах с повышенной кислотностью. Бериллий встречается более, чем в кларковых содержаниях.

Барий и стронций тяготеют к породам первой и второй фаз, причем барий обнаруживает тенденцию к накоплению в породах фации эндоконтактов.

К редким микроэлементам относятся цинк, свинец, молибден и скандий. Последний обнаружен в единичных пробах пород первой фазы. Намечается тенденция к возрастанию частоты встречаемости цинка и свинца в породах фации эндоконтактов.

АВТОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И КОНТАКТОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Автометаморфизм пород рассматриваемого интрузивного комплекса выражается в их альбитизации, хлоритизации, эпидотизации, пелитизации, серицитизации, карбонатизации, кварцитизации и др. Наиболее часто проявляющимися процессами являются альбитизация, хлоритизация и эпидотизация. Под воздействием этих процессов породы I и II фаз иногда превращены в кварц-альбит-эпидотовые и кварц-альбит-хлорит-эпидотовые породы. В них содержание постмагматических минералов колеблется в широких пределах. Под микроскопом по непосредственным реакционным замещениям устанавливается последовательность постмагматических процессов — сначала происходила альбитизация, затем эпидотизация, после чего хлоритизация. Местами сохранились слабо измененные реликты исходной породы.

Среди пород I и II фаз в виде небольших участков отмечаются гранофировые породы, возникшие в результате интенсивной кварцитизации. Это явление особенно хорошо наблюдается в Хндзорутском интрузиве, где плагиограниты сильно обогащены кварцем и в них кристаллы плагиоклаза замещены постмагматическим кварцем с образованием гранофировых участков.

В связи с внедрением дополнительных интрузивов имело место широкое проявление натрового метасоматоза, благодаря чему часто возникали кварц-альбитовые породы. Такие метасоматические породы образовались в эндо- и экзоконтактах дополнительных интрузивов и в некотором удалении от последних в участках развития крупных тектонических трещин. При далеко зашедшем процессе натрового метасоматоза в приконтактовых зонах дополнительных интрузивов породы I фазы замещены кварц-содержащими альбититами.

В связи с гранитоидами возникли зоны контактово измененных пород, ширина которых, при прочих равных условиях, находится в зависимости от составов и размеров массивов. Наибольшие зоны измененных пород наблюдаются вокруг крупных интрузивов I фазы внедрения. Контактовые явления очень слабо выражены в связи с аляскитовыми гранитами. Контактирующие с ними среднебайосские основные эффузивы не испытывали каких-либо существенных изменений, хотя здесь следовало бы ожидать

проявления интенсивных метаморфических процессов в силу контрастности их химизма. Даже у непосредственных контактов аляскитовых гранитов отмеченные эффузивы полностью сохраняют свои структурные особенности. Их изменение выражается лишь в весьма слабой перекристаллизации основной массы и появлении в ней единичных зерен роговой обманки и биотита.

Среди измененных пород резко преобладают продукты гидротермально-метасоматического происхождения, которые образовались за счет юрских кварцевых плагиопорфиров, отчасти порфиритов и их пирокластических разновидностей. Они преимущественно представлены вторичными кварцитами.

В самых общих чертах по мере удаления от контактов интрузивов интенсивность проявления гидротермально-метасоматических процессов сначала увеличивается, достигает максимума на расстоянии примерно 250—500 м и далее снова уменьшается. От этого правила есть и много исключений. В различных пунктах экзоконтактовой зоны, которые одинаково удалены от интрузивов, обычно встречаются различной степени измененные породы. Это объясняется структурными особенностями контактовых оболочек, характерами контактовых поверхностей и многими другими факторами.

В экзоконтактовых зонах интрузивов широко проявлен натриевый метасоматоз, вследствие чего плагиоклаз боковых пород нередко замещен альбитом и альбит-олигоклазом.

В значительном удалении от пород I фазы Таузского массива кварцевые плагиопорфиры верхнего байоса под воздействием гидротермальных растворов превращены в тонкозернистые кварц-плагиоклазовые породы. Недалеко от массива степень перекристаллизации этих пород значительно возрастает и в них появляются сравнительно крупные зерна кварца с гранофировыми венчиками. У непосредственного контакта интрузива они местами приобретают облик полнокристаллических интрузивных пород, которые по составу и структуре мало отличаются от плагиогранитов I фазы.

Этот пример, конечно, не дает полного представления о происходивших сложных процессах метаморфических явлений в контактовой оболочке Таузского массива. Однако приведенные данные показывают возможность образования полнокристаллических гранитоподобных пород путем гранитизации вмещающих вулканогенных толщ.

Вдали от интрузивов вулканогенные породы основного состава среднего байоса слабо хлоритизированы, эпидотизированы и карбонатизированы. По мере приближения к интрузивам, в зависимости от структурных особенностей местности, в той или иной мере они подвержены воздействию гидротермальных растворов. У непосредственных контактов гранитоидов их изменение выражается в слабой перекристаллизации и окварцевании с образованием плагиоклаз-амфибаловых и кварц-плагиоклаз-амфиболовых пород.

Необходимо отметить, что термальный метаморфизм в связи с интру-

зивами вообще выражен слабо, что объясняется гипабиссальными условиями их формирования.

Результаты обработки большого количества спектральных анализов показывают, что для всех типов измененных пород характерно постоянное присутствие (во всех пробах) титана, ванадия, меди, галлия и бария. В продуктах гидротермальной деятельности ванадий присутствует в тысячных долях процента, но в роговиках содержание его увеличивается в 10 раз. Наоборот, содержание меди и бария возрастает в гидротермально измененных образованиях. Некоторые микроэлементы свойственны определенным типам измененных пород. Так, никель и кобальт являются характерными микроэлементами для плагиоклаз-амфиболовых и кварц-плагиоклаз-амфиболовых пород и полностью отсутствуют в продуктах гидротермальной деятельности. Для последних типично присутствие почти во всех пробах иттрия и иттербия. При переходе от сравнительно высокотемпературных контактовых пород к низкотемпературным намечается определенная тенденция к возрастанию частоты встречаемости бериллия, циркония и стронция. Редкими являются цинк, свинец, молибден и скандий. Последний обнаружен в единичных пробах. Цинк, свинец и молибден обнаруживают тенденцию к накоплению в гидротермально измененных породах. Частота их встречаемости очень низка в остальных типах пород.

Ереванский государственный
университет

Поступила 25. I. 1963.

Ս. Ի. ԲԱԼԱՍԱՆՅԱՆ

ՍՈՄԽԵԹԱ-ՂԱՓԱՆԻ ԳՈՏՈՒ ՄԻՆՉՅՈՒՐԱՅԻ ԻՆՏՐՈՒԶԻՎ ԿՈՄՊԼԵՔՍԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հեղինակի երկար տարիների ուսումնասիրությունների հիման վրա հոդվածում տրված է Սոմխեթա-Ղափանի գոտու մինչյուրայի հասակի ինտրուզիվ ապարների երկրաբանական, պետրոգրաֆիական և գեոքիմիական հակիրճ բնութագիրը։

Մինչյուրայի ինտրուզիվ կոմպլեքսին պատկանում են Շամշադինի խմբի ինտրուզիաները, ինչպես նաև Սլավյանակու ու Գիլանբիրի ինտրուզիաները։ Նրանք պատում են վերին բայոսի քվարցային պլագիոպորֆիրները, իսկ նրանց գլաքարերը գտնվում են վերին յուրայի հիմնային կոնգլոմերատներում։

Կոմպլեքսի ինտրուզիվ ֆազի ապարները ներկայացված են պլագիոգրանիտներով, պորֆիրանման պլագիոգրանիտներով, ալյասկիտային գրանիտներով, իսկ լրացուցիչ ինտրուզիաների ապարները՝ պլագիոգրանիտ-պորֆիրներով։ Նրանք առաջացնում են ինքնուրույն մարմիններ, որոնք ձգված են տարբեր ուղղություններով, որովհետև կապված են տարբեր տիպի տեկտոնական ստրուկտուրաների հետ։

Հոդվածում բերվում են բազմաթիվ տվյալներ, որոնք ապացուցում են նշված ապարների տարբեր ֆազերի պատկանելությունը։ Մի շարք փաստեր վկայում են այն մասին, որ լրացուցիչ ինտրուզիաները առաջացել են ա...ջին

ֆազի ապարներից անմիջապես հետո, ինչպես նաև նրանցից գտալի ուշ։ Տարբեր ֆազի ինտրուզիաները իրարից տարբերվում են ներքին տեկտոնիկայով։ Դա բացատրվում է նրանով, որ նրանց ձևավորումը կատարվել է տարբեր տեկտոնական պայմաններում։

Բոլոր ֆազերի ապարները բնութագրվում են մի շարք ընդհանուր հատկանիշներով։ Սակայն նրանք օժտված են նաև ուրույն հատկություններով, որոնցով հնշտությամբ տարբերվում են։ Իրենց նյութական կազմով հատկապես ուրույն տեղ են գրավում ալյասկիտային գրանիտները։ Լրացուցիչ ինտրուզիաները ընդհանուր առմամբ պահպանում են պլուտոգրանիտների պետրոգրաֆիական կազմի հիմնական գծերը։

Ամեն մի ֆազի ներսում տարբեր կենտրիկական տիպի ապարների միներալային կազմում նկատվում են որոշ փոփոխություններ, որոնք պայմանավորված լինելով նրանց առաջացման պայմաններով՝ ենթարկվում են որոշակի օրինաչափություններին։

Սրակային ապարներն ունեն փոքր տարածում և բնորոշ են պետրոգրաֆիական կազմի ոչ մեծ բազմազանությամբ։ 1-ին և 2-րդ էտապի երակները տեղադրված են տարբեր սիլի տեկտոնական ճեղքվածքներում։ 1-ին էտապի երակային ապարների տարածական տեղադրման մեջ նկատվում է որոշակի օրինաչափություն, որը պայմանավորված է նրանց տարբեր ֆազի ինտրուզիաների հետ ունեցած գենետիկական կապով։ Երակային ապարների և գրանիտոիդների կազմի միջև սահմանված է պատճառական կախվածություն, որը խոսում է նրանց գենետիկական միասնության մասին։

Արհեստական սկվածքների ուսումնասիրությունը ցույց է տալիս, որ առաջին և երկրորդ ֆազերի ապարներն ու լրացուցիչ ինտրուզիաները բնութագրվում են բնորոշ աքցեսոր միներալների միատեսակ կոմպլեքսով։ Երակային ֆազի ապարների համար նույնպես տիպիկ է աքցեսորների նույն ասոցիացիան։ Այդ տեսակետից հատուկ տեղ են գրավում ալյասկիտային գրանիտները։ Աքցեսորների քանակությունը փոփոխման է ենթարկվում ինչպես տարբեր ֆազերի ինտրուզիաներում, այնպես էլ միևնույն ֆազի տարբեր գենետիկական տիպի ապարներում։

Տարբեր ժամանակներում գոյացած ապարների նույնանուն աքցեսոր միներալներն իրարից տարբերվում են մի քանի տիպոմորֆ հատկանիշներով։

Տարբեր ֆազի ապարների բոլոր աքցեսորները պարունակում են սիլիցիում, ալյումինիում, մագնեզիում, կալցիում, տիտան, երկաթ և ցիրկոնիում։ Նրանցից որոշ չափով կայուն հատկանիշներով է հայտ գալիս սֆենը։ Սակայն հիշատակված էլեմենտների քանակությունը փոփոխվում է ինչպես զանազան աքցեսորներում, այնպես էլ տարբեր ֆազերի նույնատիպ աքցեսոր միներալներում։

Որոշ հազվագյուտ էլեմենտներ ցուցաբերում են ակնհայտ կապ որոշակի աքցեսորների հետ։

Այնպիսի միկրոէլեմենտներ, ինչպիսիք են տիտանը, վանադիումը, պղինձը, ցիրկոնիումը և գալլիումը մշտապես մասնակցում են զանազան ֆազերի և ֆացիաների ապարներում։ Սակայն նրանց քանակությունը տարբեր գենետիկական տիպի ապարներում ենթարկվում է որոշ օրինաչափությունների։

Որոշ միկրոէլեմենտներ բնորոշ են որոշակի տիպի ինտրուզիվ և երա-

կային առաջացումների համար։ Մի քանի էլեմենտների պարունակությունը մեծանում է ինտրուզիվ զանգվածների ծայրամասերում։

Մի շարք միկրոէլեմենտների ներկայությունը կամ նրանց քանակական փոփոխությունները հնարավորություն են տալիս դատելու ինտրուզիվ և երակային ապարների առաջացման պայմանների մասին։

Ավտոմետամորֆային և կոնտակտային պրոցեսների հետևանքով մայր ինտրուզիվ և կողային ապարների հաշվին գոյացել են նոր տիպի ապարներ, որոնք բնութագրվում են զանազան միներալային ասոցիացիաներով։ Հատկապես ուժեղ մետասոմատիկ փոփոխություններ տեղի են ունեցել լրացուցիչ ինտրուզիաների տեղադրման հետևանքով։

Կոնտակտային գոտիների լայնությունը և ծրանցում տեղի ունեցած մետամորֆիզմի ինտեսիվությունը զոնվում է պատճառական կախվածության մեջ ինտրուզիաների նյութական կազմից և չափերից։ Կոնտակտային երևույթները հատկապես թույլ են արտահայտվել ալյասկիտային գրանիտների տեղադրման ժամանակ։ Փոփոխված ապարների մեջ խիստ տիրակշռում են հիդրոթերմալ-մետասոմատիկ ծագման առաջացումները։

Մի շարք փաստեր վկայում են ներփակող հրարխածին հաստվածքի գրանիտիզացիայի ճանապարհով գրանիտանման ապարների առաջացման հնարավորության մասին։

Գրանիտոիդների հետ կապված թերմալ մետամորֆիզմը թույլ է արտահայտված, որովհետև նրանց ձևավորումը կատարվել է հիպաբիսալ պայմաններում։

Զգալի քանակության սպեկտրալ անալիզի տվյալները ցույց են տալիս, որ տարբեր տիպի փոփոխված ապարների միկրոէլեմենտների տարածման հաճախականության մեջ նկատվում են որոշակի օրինաչափություններ։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Абдуллаев Р. Н.** О среднеюрском вулканизме кислой магмы Малого Кавказа. Изв. АН АзССР, № 8, 1955.
2. **Абдуллаев Р. Н.** Об абсолютном возрасте некоторых интрузивных образований Малого Кавказа. ДАН АзССР, № 3, 1958.
3. **Азизбеков Ш. А.** Кислые интрузии Северо-восточной части Малого Кавказа. Геология Азербайджана (петрография). Изд. АН АзССР, 1952.
4. **Киримов Г. И.** К возрасту Атабек-Славянской и Кедабекской интрузий. Изв. АН АзССР, № 7, 1955.
5. **Коптев-Дворников В. С.** К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 4—5, 1963 Геологич. и географич. науки

МИНЕРАЛОГИЯ

И. Г. ГАСПАРЯН

ЦЕЛЕСТИН В НИЖНЕТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЕХЕГНАДЗОРСКОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР

Летом 1955 г. в нижнетретичных осадочных образованиях Западного Айоцдзора, в разрезе у с. Малишка (Ехегнадзорский район), нами было обнаружено присутствие целестина*.

Третичные отложения Западного Даралагеза развиты в бассейне среднего течения р. Арпа, где они представлены преимущественно вулканогенными образованиями с подчиненным количеством свит нормально-осадочного происхождения. Третичные отложения здесь образуют крупную синклиналь почти широтного простирания, осложненную вторичной складчатостью.

В 1955 г. исследования проводились на северном крыле этой синклинали. В районе с. Меличка в верхнеэоценовых (?) отложениях левого борта ущелья Хулдзор, снизу вверх, наблюдается следующая последовательность слоев.

1. Слабо песчанистые, серые глины, часто чередующиеся с прослоями серых плотных известняков небольшой мощности (5—15 см); мощность всей пачки — 38 м.

2. Чередующиеся конгломераты и глины, аналогичные глинам подстилающей пачки. Изредка наблюдаются тонкие прослои известняков. Мощность пластов конгломератов и глин колеблется от 10 до 25 м; мощность всей пачки — 85 м.

Гальки конгломератов обычно преобладают над цементом, представлены преимущественно эффузивными породами различного состава (порфириты, андезиты), разной окраски и степени измененности, реже встречаются гальки известняков и песчаников. Размер галек 5—15 см, реже до 0,6 м в поперечнике, хорошо окатаны.

Цемент конгломерата состоит из грубозернистого песчаника или глинисто-песчанистой сильно карбонатной серой породы, содержащей редкую мелкую гальку (до 2 см); степень цементации различная — от очень плотной до рыхлой.

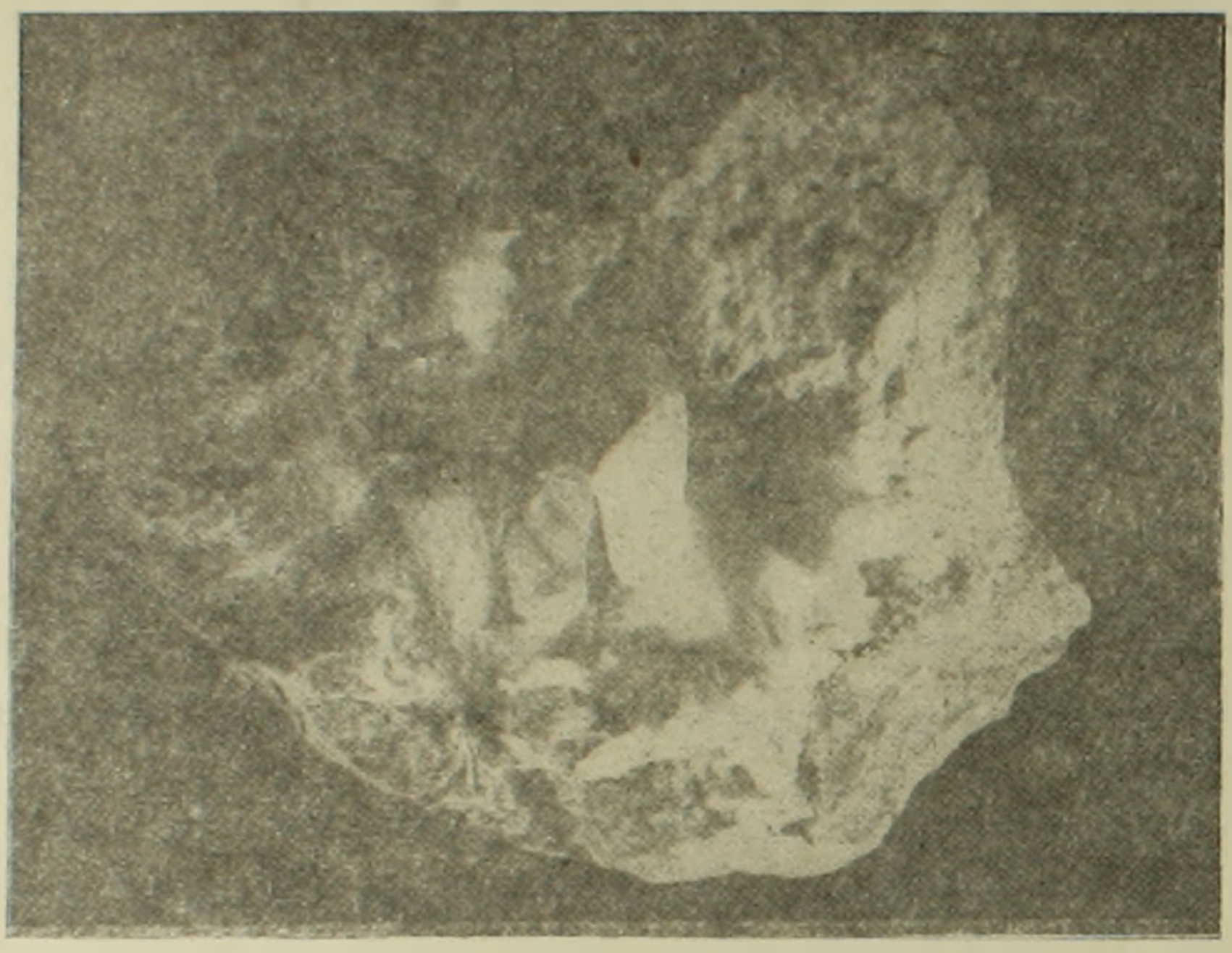
Целестин обнаружен в известняковых, хорошо окатанных (10—20 см в поперечнике) гальках конгломератов, а также в отдельных карнизах из-

---

* Целестин в осадочных образованиях (в тяжелой фракции пород) Армянской ССР впервые обнаружен и описан в 1948 г. [1] из верхнесарматских отложений Приереванского района.

вестняков, чередующихся с конгломератами. Целестин в гальках заполняет пустоты или образует жеоды весьма неправильной (фиг. 1), реже — округлой формы, размером от 3 × 5 × 4 до 7 × 6 × 10 см.

В известняковых карнизах целестин заполняет трещины с неровной поверхностью, шириной 2—5 см и протяженностью от нескольких сантиметров до 0,7 м.



Фиг. 1 — Жеода целестина неправильной формы. Нат. величина.

Характерно то, что большая часть жеод целестина окаймляется арагонитовым слоем (фиг. 2), мощностью 1—2—3 см, границы которого с вме-

Фиг. 2 — Окаймление целестиновой жеоды арагонитовым слом (а). Нат. величина.

шающими жеоду породами (известняками) нерезкие, тогда как контакт арагонита с целестином резкий. Образование арагонитовых каемок про-

исходило, вероятно, в процессе изменения первичного кальцитового материала. Позднее, в процессе движения через эти породы сульфатных растворов, происходило обогащение породы стронцием, который и локализовался в имевшихся пустотах в виде целестина.

Целестин образует удлиненные, столбчатые кристаллы размером 1—3 см, местами наблюдается радиальное расположение кристаллов. В отдельных участках трещин кристаллы целестина таблитчатой формы, размером 0,5—0,7 см, развитые, по-видимому, по (001).

Гониометрические измерения (проводившиеся в г. Москве в Ин-те химии МГУ аспирантом Э. Арутюняном) показали следующие результаты. Измерения производились на гониометре. Кристалл юстировался вдоль прямого пояса, по граням 1, 3, 4. Точность низкая для граней 7—10 из-за несовершенства самых граней.

В пределах точности измерения кристалл относится к классу ромбопирамидальному $L_2 2p$. Простые формы:

Ромбическая призма 1, 3, 2, 4;

Диэдры: 11, 12 и 13, 14;

Ромбическая пирамида 7, 8, 9, 10;

Пинакоид: 5,6.

Если принять, что отсутствующая нижняя половина кристалла центросимметрична верхней, то получается класс ромбо-дипирамидальный — $3L_2 3PC$ с простыми формами: ромбическая призма (1, 3, 2, 4) (11, 12 и центросимметричные (13, 14), ромбическая дипирамида (7, 8, 9, 10 и ....), пинакоид (5, 6). Кристаллы имеют белый цвет, часто с характерным бледно-голубоватым оттенком. Поверхность кристаллов в большинстве случаев ровная, местами заметны параллельные штрихи поперек длинной оси. Отдельные кристаллы обладают жирным блеском. Излом — неровный. Твердость—3,5. Перед паяльной трубкой пламя окрашивается в малиновый цвет.

Оптические константы целестина обычные: показатели преломления по $Ng = 1,631$, $Np = 1,622$.

Данные спектрального анализа кристаллов целестина приводятся ниже в табл. 1 (спектральная лаборатория Арм. ГУ, аналитик С. Тер-Маркосян).

*Таблица 1**

№№ образцов	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Ti	Cu	Sr	Ba
1	сл.	мало	сл.	мало	сл.	сл.	сл.	оч. мн.	мн.
2	мало	мало	мало	есть	сл.	—	—	оч. мн.	мн.

В изученном препарате, помимо Sr, содержится также Ba и следы Si, Al, Mg, Ca и Fe, а в одном образце — Ti и Cu.

* Условные обозначения: очень много (оч. мн.), — десятки %%, мало — сотые доли %, много (мн.) — целые %%, есть — десятые доли % следы (сл.) — тысячные доли %.

Данные химического анализа (табл. 2) подтверждают также наличие в кристаллах целестина примеси SiO_2 и небольшого количества сульфатов Ba, Ca и других окислов (химлаборатория ИГН АН Армянской ССР, аналитик Т. Т. Авакян).

Таблица 2

№№ образцов	SiO_2	R_2O_3	$CaSO_4$	$SrSO_4$	$BaSO_4$	Сумма
1	1,14	0,34	0,88	97,50	1,04	100,90

Минерал проверялся также рентгеновски.

Анализ выполнен в рентгеновской лаборатории ИГН АН Армянской ССР Э. Х. Хуршудян.

Образец снят на медном (Cu) излучении с Ni фильтром при силе тока 18 мА и напряжении 30 кv. Выдержка 7 часов.

Данные анализа подтвердили принадлежность минерала целестину.

О происхождении целестина в описываемой толще на данной стадии изученности трудно высказать окончательное мнение. Можно, однако, допустить следующее.

1. Нахождение целестина в гальках конгломерата, по-видимому, указывает на то, что в третичных отложениях Даралагеза целестин имеет терригенное происхождение. Возможно, гальки известняков с жеодами целестина перенесены из меловых отложений, так как они (согласно наблюдениям автора) по макроскопическим и микроскопическим признакам похожи на верхнемеловые известняки района с. Гандзак (Ехегнадзорский район).

2. Природа прожилкового целестина аутигенная, он, по-видимому, образовался за счет просачивания по трещинам химических растворов, обогащенных сульфатами. Об аутигенной природе целестина свидетельствует и то обстоятельство, что целестин был обнаружен не только в цементе вышеописанных конгломератов, а также в тяжелой фракции глин и алевролитов, непосредственно подстилающих конгломератовую толщу.

Приуроченность целестина к карбонатным и особенно лагунным отложениям отмечается рядом исследователей. Особенно полно это положение изложено в работе Н. М. Страхова и И. Д. Борнеман-Старинкевича [3]. Они отмечают, что «скопления Sr локализуются исключительно в породах галогенной толщи»; и далее «еще более отчетливая концентрация Sr имеет место в карбонатных фациях (кунгурского яруса Башкирского Приуралья). Что касается минералогической формы, то она во всех случаях представлена в виде целестина».

А. П. Виноградов и Т. Ф. Боровик-Романова [2] отметили, что наибобольшая концентрация стронция наблюдается «...в верхних частях артинских доломитов, непосредственно подстилающих кунгурскую ангидрит-гипсовую толщу».

А. Г. Бабаевым (1955 г.) отмечается, что в меловых отложениях Западного Узбекистана целестин «наблюдается в небольшом количестве в

горизонтах морских, сильно известковистых песчаников и известняков и в гораздо большом количестве в лагунной толще сенона — датского яруса Зеравшанской долины и Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта».

Изложенное о приуроченности целестина к отложениям, возникшим в водоемах с повышенной соленостью вод, и в особенности указание Н. М. Страхова и И. Д. Борнеман-Старинкевича о типично галофильном характере стронция позволяют думать, что временами соленость верхнеэоценового бассейна Ехегнадзора также заметно превышала нормальную.

В заключении следует отметить, что находки целестина в виде гомогенных скоплений в Армянской республике отмечаются впервые. На основании наших работ, в 1957 г. Управлением геологии и охраны недр при СМ Армянской ССР были организованы разведочные работы на поиски стронция в Малышкинском участке. Первые данные проведенных работ не дали положительных результатов в смысле выявления *промышленных запасов стронция*. Тем не менее, учитывая все имеющиеся данные по району, нам представляется необходимым продолжить поиски и разведку, усиливая работу, в частности, на Спитакасарском участке.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 6.V. 1963.

Ի. Գ. ԳԱՍՊԱՐՅԱՆ

ՑԵԼԵՍՏԻՆԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՄՈՒ ԵՂԵԳՆԱՁՈՐԻ ՇԵՐՏԱՆԻ ՍՏՈՐԻՆ ԵՐՐՈՐԴԱԿԱՆԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

1955 թ. ամառը արևմտյան Հայոցձորի ստորին երրորդականի (վերին էոցենի՞) նստվածքային ապարներում առաջին անգամ հեղինակի կողմից հայտնաբերվել է ցելեստին։ Վերջինս հայտնաբերվել է Մալիշկա գյուղից հարավ, խութի ձորի նստվածքներում, որոնք ցածից վեր ներկայացված են կավերի, կոնգլոմերատոնների և կրաքարերի շերտախմբով (127 մ ընդհանուր կարողությամբ)։ Ցելեստինը գտնվում է հիշյալ շերտախմբի կոնգլոմերատոնների կրաքարային պլաքարերում և կրաքարերի բարակ շերտերում, նա լցնում է կրաքարային պլաքարերի դատարկությունները, կամ առաջացնում է կլոր և անկանոն ձևերի ժեոդներ։

Ցելեստինը ներկայացված է երկաթավուն, սյունաձև, հաճախ բրգաձև վերջավորություն ունեցող բյուրեղներով, որոնք երբեմն դասավորված են ճառագայթաձև։ Կրաքարերի ճեղքերի առանձին մասերում նա առաջացնում է տափակ բյուրեղներ։ Բնորոշ է ցելեստինի խաավար-սպիտակ գույնը, հաճախ նուրբ երկնագույն երանգով։ Բյուրեղների մակերեսը մեծ մասամբ հարթ է, մի քանի սի վրա միայն նկատվում են զուգահեռ բծիկներ պրիզմայի լայնական կտրվածքի ուղղությամբ։ Միներալի կոտրվածքը անհարթ է, կարծրությունը 3,5. Ցելեստինի օպտիկական կոնստանտները համընկնում են նրա համար հայտնի թվերին. Ng = 1,631, Np = 1,622.

Целестинի առկայությունը հաստատված է նաև քիմիական և սպեկտրալ անալիզներով։ Համաձայն վերջիններիս, բացի գերակշռող Sr-ից, միներալում գտնվում է նաև Ba, ինչպես նաև Si, Al, Mg, Ca և Fe-ի հետքեր, իսկ մի փորձարկված նմուշում նույնպես Ti և Cu.

Բնորոշ է, որ ժեոդներում ցելեստինը մեծ մասամբ շրջակալվում է արագոնիտի երիզով (1—3 սմ), որի սահմանը ներփակող կրաքարի հետ այնքան էլ կտրուկ չէ, մինչդեռ ցելեստինի հետ ուրվագծված է շատ որոշ։ Արագոնիտի շերտը հավանաբար առաջացել է սկզբնական կալցիտային նյութի փոփոխման պրոցեսում, իսկ ավելի ուշ, ստրոնցիումային լուծույթների ապարի մեջ ներթափանցման ժամանակ տեղի է ունեցել նրա հարստացումը ստրոնցիումով, որը և անջատվել է ապարում եղած դատարկություններում ցելեստին միներալի ձևում։

Ցելեստինի գտնվելը կոնգլոմերատների գլաքարերում ասում է, հավանաբար, նրա տերրիգեն ծագման մասին, իսկ կրաքարերի ճեղքերում նա աուտիգեն է, առաջացած սուլֆատներով հարուստ քիմիական լուծույթների ներծծման հետևանքով։ Աուտիգեն ծագման մասին են վկայում նաև ցելեստինի հայտնաբերումը ոչ միայն հիշյալ կոնգլոմերատների ցեմենտի, այլև նույն շերտախմբի կավերի և ալևրիտների մեջ (նրանցից ստացված մանր ֆրակցիաներում)։

Վերը բերված տվյալները այն մասին, որ ցելեստինը անջատվել է ատավել ազիություն ունեցող ջրային ավազանում (2,3), թույլ են տալիս մեզ ենթադրել, որ Հայոցձորի վերին էոցենի ավազանում ազիությունը երբեմն գերազանցել է նորմալից։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Адамян А. А.** О присутствии целестина в глинах гипсоносной толщи Шорагбюра, Сборник научных трудов Ереванского политехн. ин-та, № 8, 1954.
2. **Виноградов А. П. и Боровик-Романова Т. Ф.** К геохимии стронция. Докл. АН СССР, т. XIVI, № 5, 1945.
3. **Страхов Н. М. и Борнеман-Старинкевич И. Д.** О стронции, боре и броме в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья. Вопросы минералогии, геохимии и петрографии, 1946.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 4—5, 1963 Геологич. и географич. науки

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Св. С МКРТЧЯН

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ВОКРУГ РУДНЫХ ТЕЛ НА АХТАЛЬСКОМ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

За последнее время за рубежом и у нас в Союзе в комплексе исследований по разработке методов выявления слепых рудных тел, проводятся работы по изучению первичных ореолов рассеяния в рудовмещающих породах.

Аналогичные работы нами были начаты в 1960 г. на Ахтальском полиметаллическом месторождении. Оруденение на этом месторождении приурочено, как известно, к верхам толщи кварцевых порфиров, к контакту с перекрывающей их толщей порфиритов и представлено линзами, гнездами и небольшими залежами неправильной формы.

С целью выяснения характера первичного ореола рассеяния, поведения в его пределах отдельных элементов и степени их миграции от рудного тела, нами было проведено детальное изучение рудовмещающих пород вокруг известных рудных тел.

На месторождении первичный ореол рассеяния металлов представлен зоной рассеяния рудного вещества во вмещающих породах, связанной с процессами рудообразования. Изучение ореола рассеяния металлов заключалось в систематическом опробовании пород по всем разведочным выработкам и скважинам.

Особое внимание уделялось участкам, характерным для развития первичного ореола (зоны нарушений и сопровождающее их гидротермальное изменение пород, контакты различных по составу пород).

Анализы проб производились полуколичественным спектральным и количественным химическим анализами. Чувствительность спектральных анализов для Cu, Mo — 0,0003%; для Pb, Au, Cd — 0,001%; для Zn, Sb, As, Ba — 0,01%. Судя по полученным данным первичный ореол рассеяния металлов образуется одновременно с процессами оруденения, о чем свидетельствует прямая зависимость состава ореола от состава руд, а также расположение его в коренных породах в пределах рудоконтролирующих структур. Отсюда следует, что элементный состав ореола рассеяния должен быть также многокомпонентным как и сама руда; иными словами, в ореоле рассеяния могут быть встречены все элементы, входящие в состав руды.

Ахтальское месторождение относится к полиметаллическому типу семейства колчеданных руд. С минералогической точки зрения на месторождении выделяются колчеданная, медно-цинковая и свинцово-цинковая разности руд. Рудные тела представлены в основном плоскими линзами и гнездами, приуроченными к контакту кварцевых порфиров с порфиритами. Объектами детального изучения были участки, примыкающие к линзам 10 и 11.

По содержанию металлов линзы относятся к медно-свинцово-цинковым, где цинк превалирует над свинцом, а последний — над медью.

Установлено 6 стадий минерализации: пиритовая, халькопиритовая, галенит-сфалеритовая, баритовая, кальцитовая, гипсовая.

В ранней пиритовой стадии единственным минералом является пирит. Растворы, формировавшие руды халькопиритовой стадии, наложенной на пиритовую, содержали главным образом серу, медь и др. элементы.

Состав гидротермальных растворов промышленной стадии галенит-сфалеритовых руд существенно изменился. Основными элементами этой стадии является сера, свинец, цинк, медь, в весьма подчиненных количествах присутствуют мышьяк, сурьма, кадмий, серебро, молибден и др.

В следующую стадию минерализации происходит окисление S^{-2} иона в анион $[SO_4]^{-2}$, отлагается барий, затем идет стадия минерализации кальцита и, наконец, весь рудообразующий процесс завершается гипсовой стадией минерализации. Указанным определяется приблизительный элементный состав гидротермальных растворов, участвовавших в образовании руд Ахтальского полиметаллического месторождения.

Однако при выборе элементов-индикаторов, образующих ореол рассеяния на месторождении, нам пришлось ограничиться набором их в силу того, что содержания многих элементов-индикаторов лежат на грани чувствительности анализа.

За элементы-индикаторы нами были приняты наиболее часто встречающиеся элементы, содержания которых значительно превышают фоновые. Таковыми являются Cu, Pb, Zn, Ag, реже Ba, Mo; элементы: As, Sb, Bi, Cd встречаются спорадически.

Под фоновыми содержаниями мы понимаем наиболее часто встречающиеся концентрации элементов в неизменных породах. Было учтено свыше 2000 спектральных анализов, из которых около 500 были отобраны за пределами месторождения. За фоновые содержания приняты: Pb $(1-3)\cdot 10^{-3}\%$, Cu $3\cdot 10^{-3}\%$, Zn $1\cdot 10^{-2}\%$, Ag $1\cdot 10^{-4}\%$.

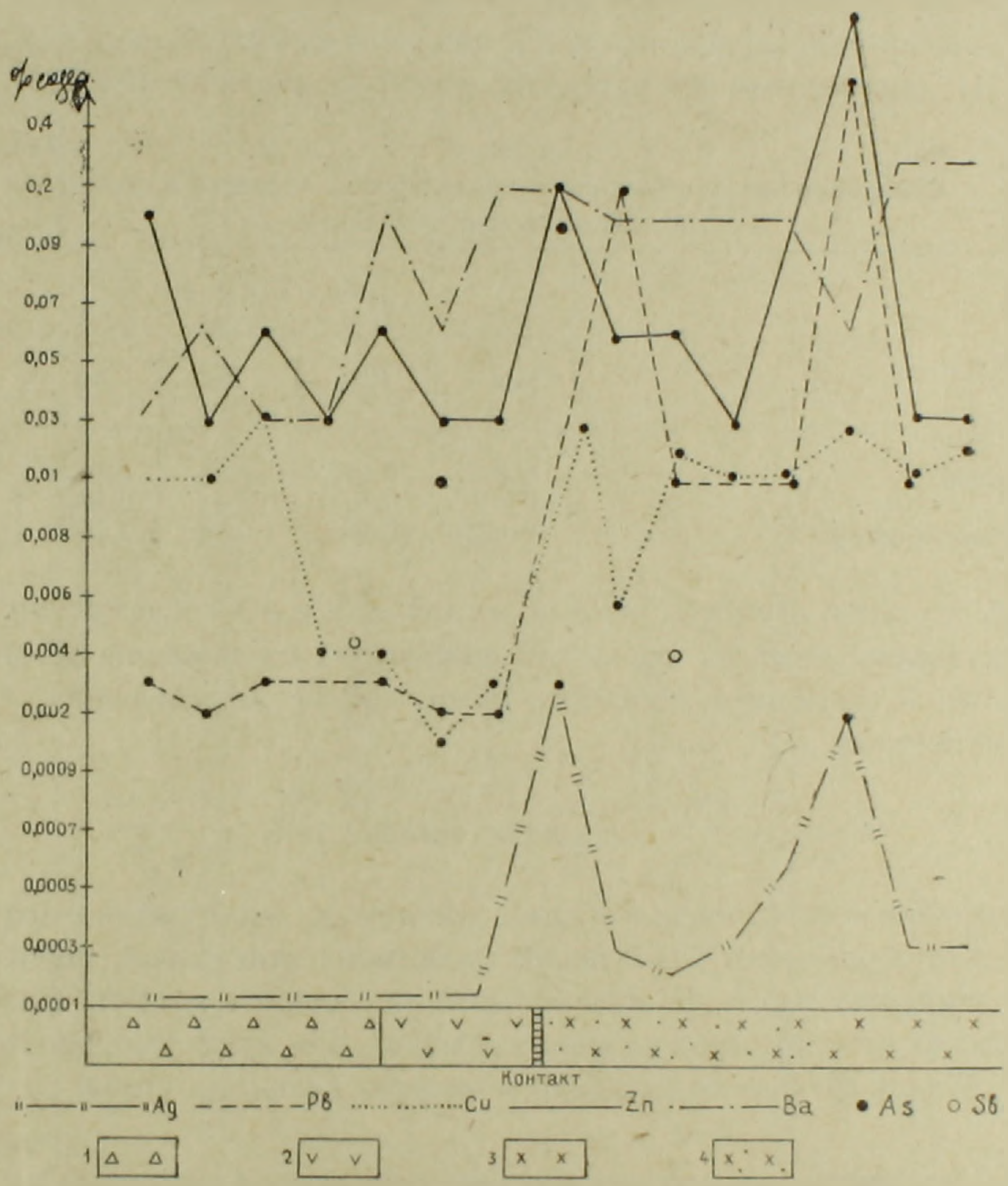
Первичный ореол рассеяния обладает значительной протяженностью как по вертикали, так и по горизонтали; его морфология повторяет в общих чертах морфологию рудного тела: так, вокруг линзы образуется линзовидный ореол, несколько в упрощенных контурах. Форма кривых рассеяния металлов имеет сложный вид с отдельными пиками и спадами. Это объясняется тяготением металлов к отложению в зонах более благоприятных для их концентрации.

Ореол рассеяния металлов контролируется факторами, определяющи-

ми условия размещения рудного тела. Среди многих к ним следует отнести в первую очередь:

1. Разрывные нарушения;
2. Контакты различных по составу пород;
3. Состав вмещающих пород.

Крупным разрывным нарушением на Ахтальском месторождении является близмеридиональный разлом ССВ простирания, к которому приурочена изучаемая нами линза 11. Сравнительно высокая концентрация



Фиг. 1. Диаграмма поведения элементов в скважине № 216. 1. Брекчии порфиритов, 2. Порфириты, 3. Кварцевые порфиры, 4. Кварцевые порфиры гидротермально измененные.

элементов в самой зоне разлома по сравнению со средним содержанием элементов в рудовмещающих породах видно из табл. 1.

Наблюдается высокая концентрация в контактах различных по составу пород. Здесь средняя концентрация металлов превышает их среднюю концентрацию в контактирующих породах, отличающихся друг от друга по физико-механическим свойствам. Это наглядно видно из табл. 2, где

Таблица 1

	Элементы				
	кол. проб	Pb	Cu	Zn	Ag
Средние содержания во вмещающих породах	750	0,004	0,003	0,03	0,0002
Средние содержания в зоне разлома	185	0,03	0,006	0,05	0,0003

приведены средние данные около 250 анализов из 9 скважин, и на графике (фиг. 1), построенном на материале одной из скважин (№ 216).

Таблица 2

Сравнительное распределение концентрации металлов в породах и контактах месторождения

Породы	Элементы				
	Cu	Pb	Zn	Ag	Ba
Порфириты	0,007	0,002	0,03	0,0001	0,06
Контакт	0,01	0,07	0,1	0,005	0,1
Кварцевые порфиры	0,003	0,004	0,04	0,0002	0,08

Необходимо отметить, что данные таблицы и все последующие таблицы составлены нами на основании вычисления содержаний методом вариационной статистики, способом сумм. Нами определялась средняя арифметическая

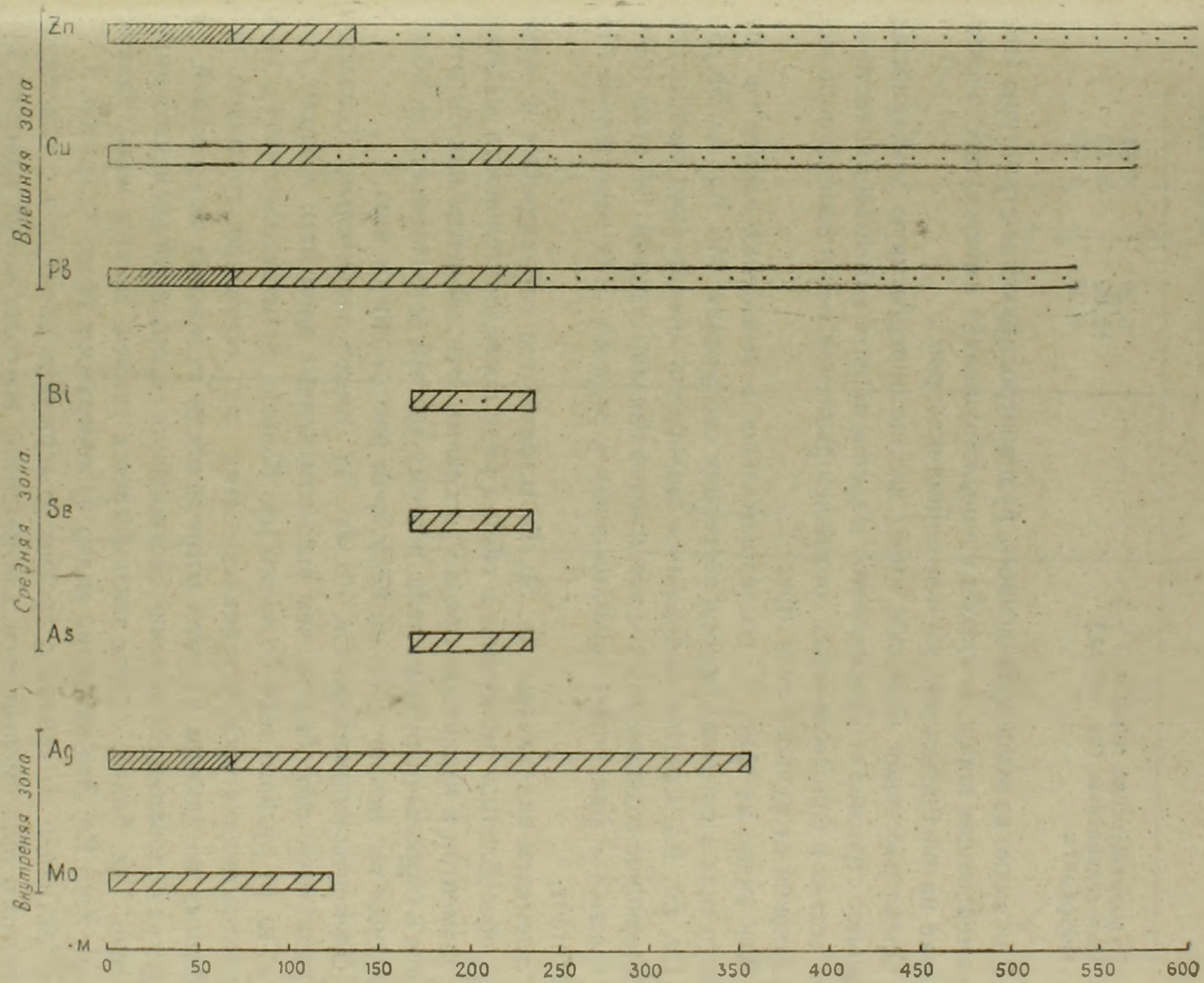
$$M = C + \frac{kS_1}{n}$$ и средняя ошибка $$m = \pm \frac{\sigma}{\sqrt{n}}.$$

Повышенная концентрация металлов в контактах порфиритов и кварцевых порфиров объясняется различными свойствами этих пород: пористостью, водонасыщенностью и др. Для большей наглядности влияния физико-механических свойств пород на концентрацию в них элементов приведем общую таблицу средних содержаний элементов в породах (табл. 3 и 4).

Таблица 3

Зависимость концентрации элементов-индикаторов от состава пород

Породы	Элементы				
	колич. проб	Pb	Cu	Zn	Ag
Кварцевый плагиопорф.	315	0,004	0,007	0,03	0,0001
Порфирит	380	0,003	0,005	0,02	0,0001
Серицитизир. пиритизир. кв. порфир	220	0,008	0,007	0,03	0,0004
Вторичный кварцит	160	0,04	0,02	0,04	0,0005



Фиг. 2. Изменение количественного и качественного состава элементов с удалением от рудного тела.

Таблица 4

Среднеарифметическое значение пористости в породах (по С. У. Вартаняну)

Породы	Пористость	
	истинная	эффективная
Рудовмещающие породы	6,29	4,34
Интенсивно изм. (кв. сериц.)	10,02	5,73
Порфириты	3,22	1,50

Как видно из вышеприведенного, рудоконтролирующие структуры (состав вмещающих пород, контакты и зоны нарушений) имеют существенное влияние на распределение элементов-индикаторов.

Ореол рассеяния металлов имеет вполне определенную зональность; зональное строение его проявляется в закономерном изменении качественного состава и количественных соотношений элементов-индикаторов по мере удаления от рудного тела (фиг. 2).

Как видно из фиг. 2, последовательность выделения элементов от рудного тела в пределах ореола рассеяния следующая: Mo, Ag, As, Sb, Bi, Pb, Cu, Zn, Ba. Среднее содержание молибдена значительно превышает его кларковое содержание, что несомненно связано с рудой. Об этом говорит также тот факт, что с приближением к рудному телу содержание Mo возрастает.

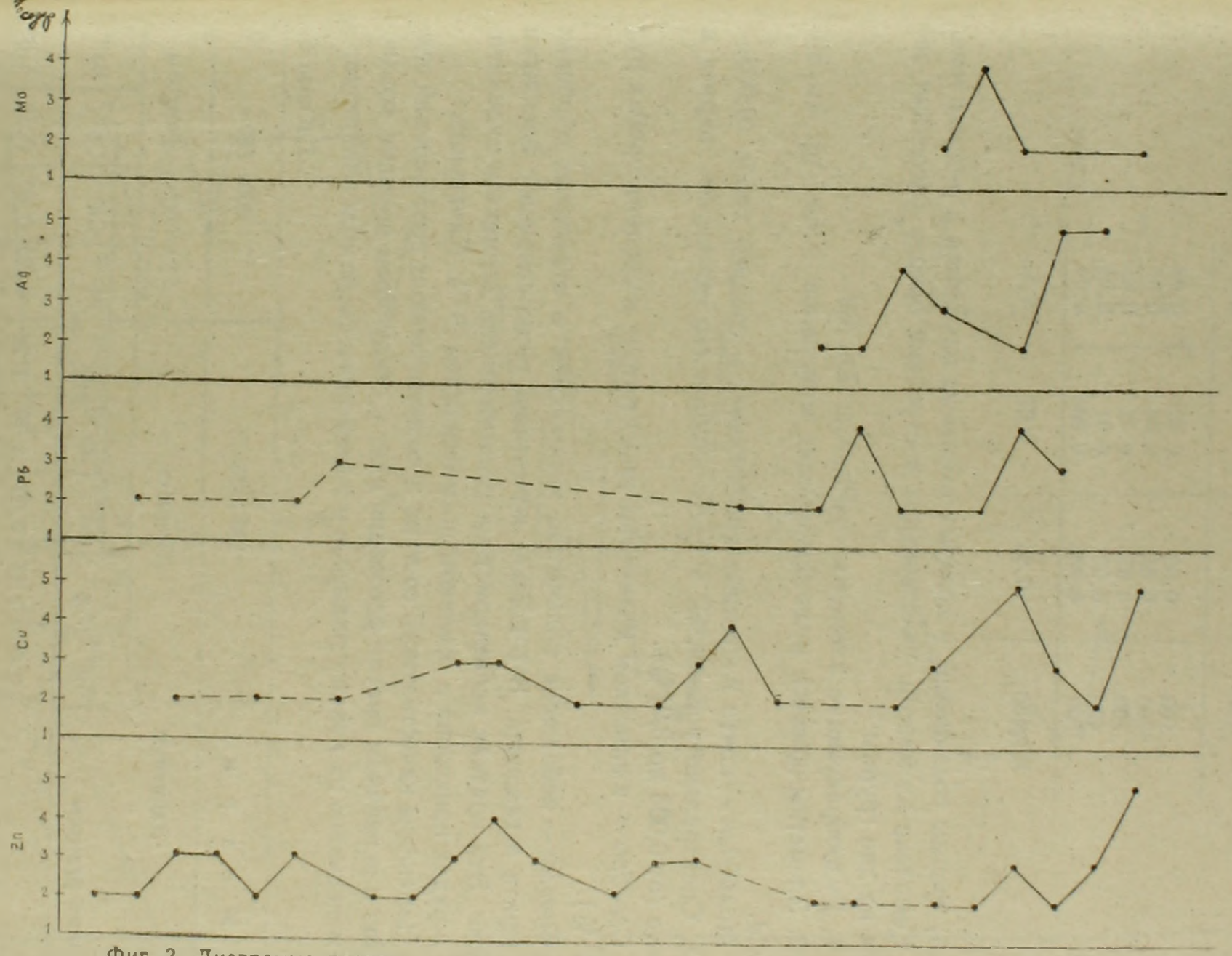
Элементы-индикаторы As, Sb, Bi встречаются спорадически и занимают обособленное положение в общем ряде последовательности выделения элементов в первичном ореоле рассеяния. Эти элементы как-бы отгоняются в стороны от рудного тела, поэтому частота встречаемости их вблизи рудных тел меньше, чем на некотором расстоянии от них.

Элементы-индикаторы Cu, Pb, Zn, Ba имеют значительно большую миграционную способность, чем вышеотмеченные элементы, поэтому удаление их от рудного тела во много раз больше. Качественная смена этих элементов-индикаторов установлена нами на основании графиков, построенных по данным частоты встречаемости отдельных содержаний, а также на основании вычисления соотношения содержаний элементов-индикаторов. Так, ближе к руде располагается свинец, за ним медь, дальше уходят Zn и Ba. Это наглядно видно из диаграммы (фиг. 3) и табл. 5.

Как видно из таблицы, среднее содержание элементов с удалением от рудного тела уменьшается. Соотношение же содержаний каждого элемента в последнем интервале к первоначальному содержанию в первых ста метрах показывает его потенциальную возможность. Как видно, наибольшей потенциальной возможностью обладает цинк, затем медь и свинец.

На зональное распределение элементов-индикаторов в ореоле рассеяния и определенное их удаление от рудного тела могут влиять не только физико-механические свойства пород, но и физико-химические свойства самих элементов, а также ряд других условий, как:

а) первичная концентрация элементов в рудном растворе;



Фиг. 3. Диаграмма частоты встречаемости элементов в кварцевых плагиопорфирах (%)
(0,001—Pb, Cu, Mo; 0,003—Zn; 0,0003—Ag).

Таблица 5

Метры	Элементы		
	Pb	Cu	Zn
100	0,06	0,06	0,08
200	0,06	0,04	0,07
300	0,05	0,02	0,05
400	0,02	0,01	0,05
500	0,003	0,005	0,04
500/100	0,05	0,07	0,5

б) формы соединений, в которых элементы находятся в рудном теле.

Комплекс элементов, участвующих в строении ореола рассеяния делится на две группы:

1. Рудообразующие элементы — Pb, Cu, Zn, Ba.

2. Элеметны-примеси рудообразующих минералов — Mo, Ag, As, Sb, Bi, Cd.

Молибден — почти постоянно присутствует в средней пробе (0,003—0,01). Спектрально установлен в чисто отобранном сфалерите, пирите и барите (от 0,003 до 0,01%).

Серебро — в заметном количестве присутствует в средних пробах руд (0,01%).

Сурьма — небольшое количество установлено в отдельных образцах сфалерита и галенита. В основном же сурьма тесно связана с блеклыми рудами. Эта краткая характеристика распределения элементов-индикаторов в рудах приведена в основном по материалам Э. А. Хачатряна.

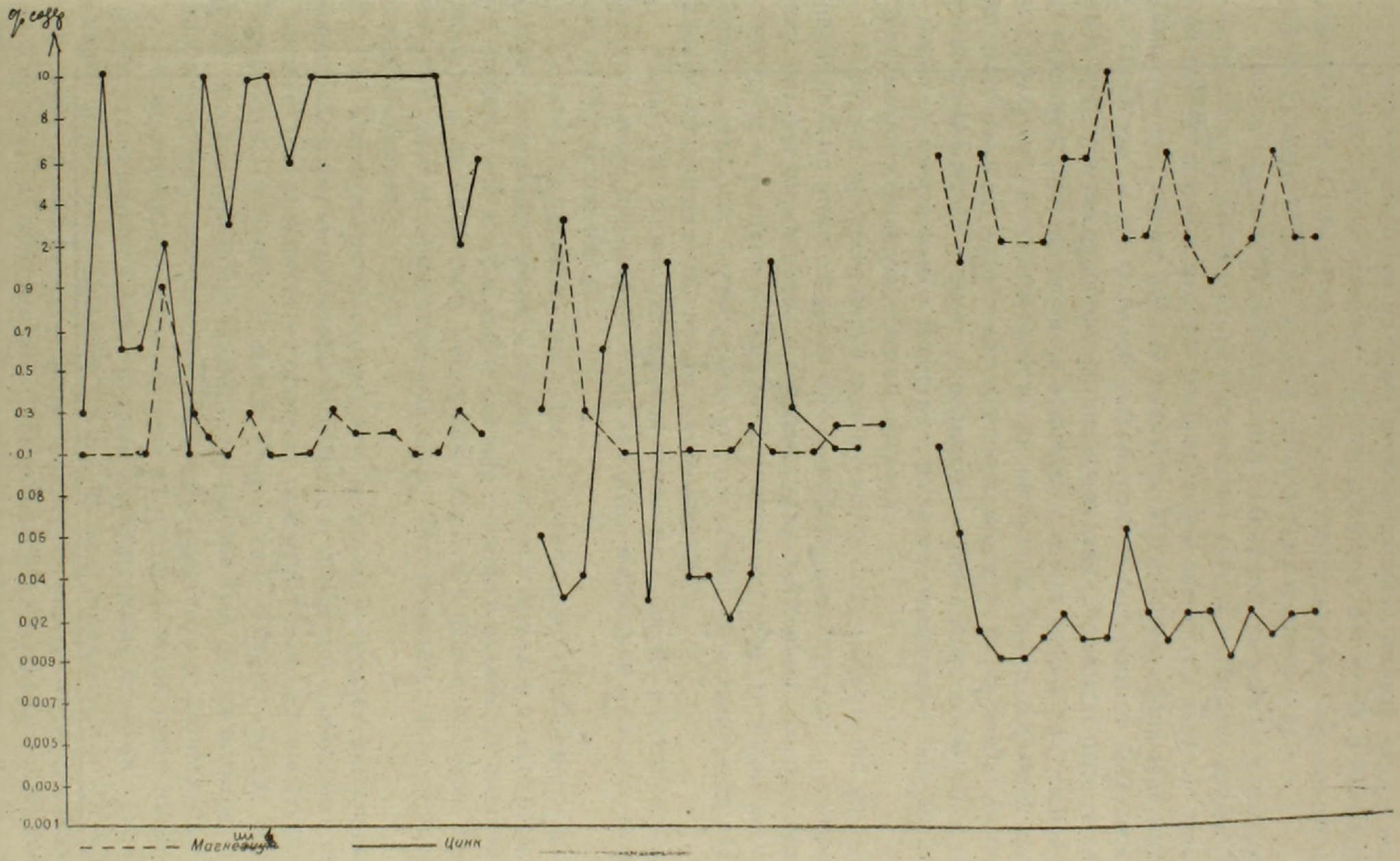
Изменение качественного состава и количественных соотношений элементов в первичном ореоле рассеяния идет в следующем порядке, согласно уменьшению их ионных радиусов и химическим свойствам элементов.

Таблица 6

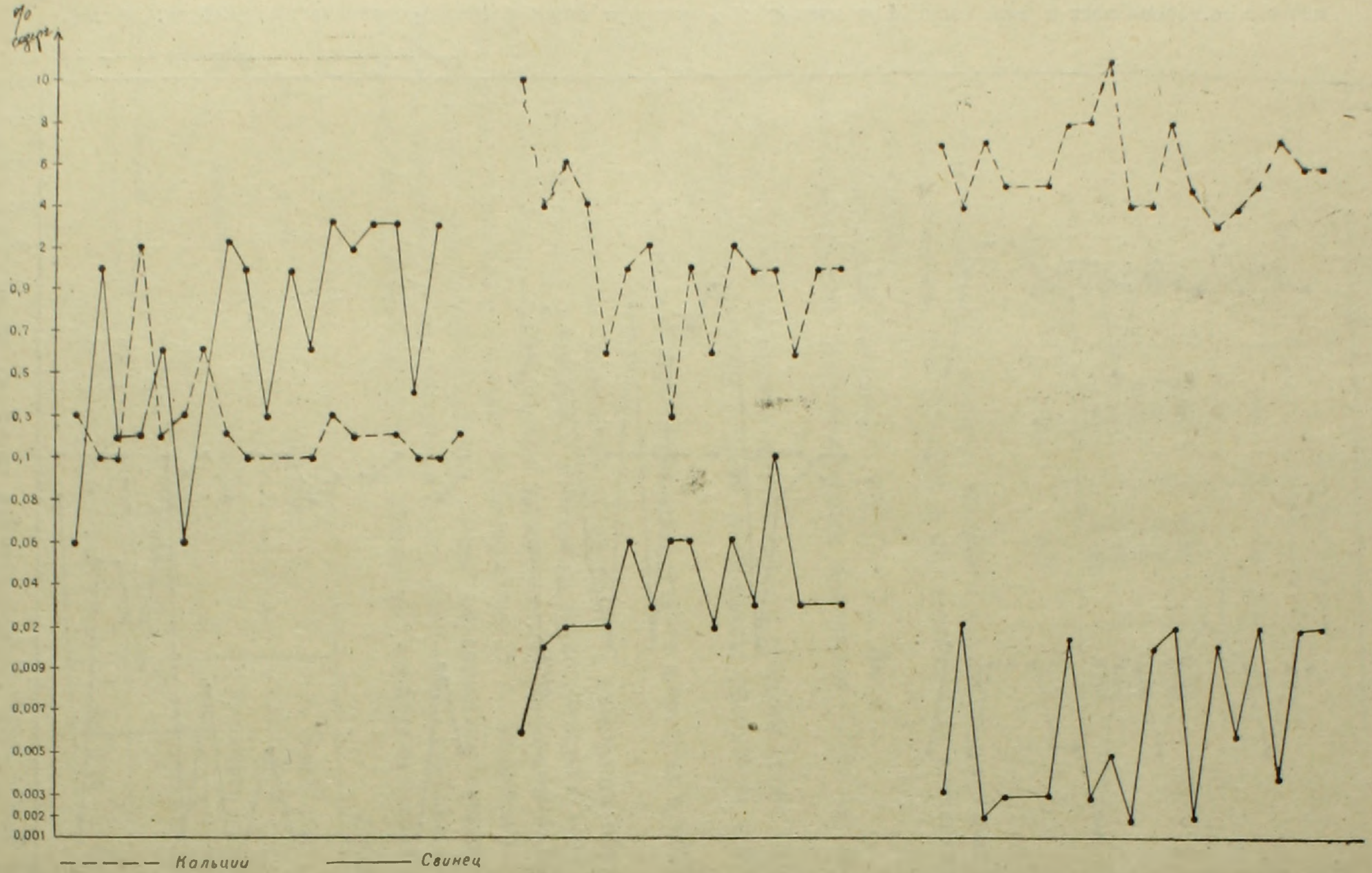
Метры	120—350					660—700			
Элементы / Ионные радиусы	Примеси					Рудообраз. элементы			
	Mo^{+4}	Ag^{+}	As^{+3}	Sb^{+3}	Bi^{+3}	Pb^{+2}	Cu^{+1}	Zn^{+2}	Ba^{+}
	0,68	1,13	0,69	0,90	1,20	1,26	0,80	0,38	1,38

Как видно из таблицы, элементы-примеси имеют более узкий предел развития и распределяются близко к рудному телу, между тем как рудообразующие элементы образуют более широкие ореолы рассеяния и наблюдаются на значительном удалении от рудного тела.

В группе элементов-примесей As, Sb, Bi по своим химическим свой-



Фиг. 5. Диаграмма колебания содержаний цинка и магния с удалением от рудного тела, в зависимости от степени изменения вмещающих пород.



Фиг. 4. Диаграмма колебаний содержаний свинца и кальция с удалением от рудного тела.

ствам близки и всегда встречаются вместе, чем и объясняется их совместное выделение несмотря на сравнительно большой ионный радиус висмута. Согласно малой величине ионных радиусов As и Sb и большой их подвижности, в общем ряде зонального распределения элементов второй группы (элементы-примеси), они занимают последнее место.

Группа главных рудообразующих элементов по своему площадному распределению во много раз превышает группу элементов-примесей. В этой группе также зональное распределение элементов идет в порядке убывания величин их ионных радиусов. Исключение составляет элемент Ba. Несмотря на его большой ионный радиус, он занимает последнее место в ряде группы рудообразующих элементов. Это может быть объяснено влиянием фильтрационного эффекта, который находится в тесной связи с физико-химическими свойствами элементов. Фильтрационный эффект это задержка и отставание растворенного вещества от растворителя. Фильтрационный эффект зависит от величины радиуса гидратированного иона, а также от концентрации вещества в растворе, увеличение которой ведет к уменьшению фильтрационного эффекта.

В рудном процессе барий идет в одну из последних стадий минерализации, помимо этого он имеет очень высокую концентрацию в растворе, в силу чего мы имеем целые шляпы над рудными телами. Именно высокая концентрация, а также положение в рудном растворе позволяет элементу барию занять одно из последних мест в общем ряде зонального распределения элементов в первичном ореоле рассеяния.

Какова же форма нахождения металлов в ореоле рассеяния, иными словами, каков минералогический характер соединений металлов, слагающих ореол рассеяния?

Связано ли рассеяние металлов с процессом возникновения гидротермально измененных пород и входит в состав минералов в виде изоморфной примеси или это рассеяние связано с формированием полиметаллических руд и большая часть металлов находится в виде сульфидов. Вопрос этот, как известно, дискуссионный ввиду малого количества исследований в данной области.

Ряд исследователей считает, что металлы в ореолах рассеяния наблюдаются в форме изоморфной примеси в минералах измененных пород и процесс этот предшествует процессу рудоотложения. Другая группа исследователей (Муканов, Россман, Горжевский) считает, что при образовании ореолов рассеяния преобладает сульфидная форма осаждения металлов и процесс этот идет параллельно с процессом рудоотложения.

Исследования, проведенные нами на месторождении, показывают, что при миграции металлов через рудовмещающие толщи возможна как сульфидная форма их осаждения в виде мелкой вкрапленности Py, Cp, Sl и др., так и осаждение их в форме примеси в минералах измененных пород в процессе их образования. Сульфидная форма минерализации фиксируется нами макроскопически при удалении от рудного тела, затем в шлифах под микроскопом, наконец, об этом свидетельствует форма кривой распределения концентраций металлов, которая имеет сложную форму с

высокими пиками. Такая форма кривой объясняется частой сменой концентраций, на расстоянии нескольких метров, что свидетельствует о наличии минеральной формы соединений элементов.

За осаждение металлов в виде изоморфной примеси в минералах измененных пород говорит тесная связь и взаимообусловленность породообразующих и рудных элементов.

Так, содержание Cu, Pb, Zn, Ag и др. элементов-индикаторов увеличивается соразмерно уменьшению содержаний Ca, Mg, Sr, Fe и др. Это может быть вызвано потенциальной возможностью вхождения рудных элементов в кристаллические решетки минералов гидротермально измененных пород в процессе их образования и изоморфного замещения элементов Ca, Mg, Sr и Fe благодаря близости их ионных радиусов.

$$(Ri\ Pb^{+2} \cdot 1{,}26\ Ri\ Ca^{+2} - 1{,}04\ Ri\ Zn^{+2} = 0{,}38\ Ri\ Mg^{+2} - 0{,}74).$$

Это наглядно видно из графиков (фиг. 4 и 5), где по мере удаления от рудного тела на различных интервалах идет уменьшение содержаний элементов-индикаторов и увеличивается содержание породообразующих элементов Ca, Mg, Sr, Fe.

В каких именно породообразующих минералах идет изоморфное замещение мы пока указать не можем. Работы в этом направлении нами продолжаются.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 30.X. 1962

Սվ. Ս. ՄԿՐՏՉՅԱՆ

ԷԼԵՄԵՆՏՆԵՐԻ ՏԱՐԱԾՄԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԱԽԹԱԼԱՅԻ ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԱՆՔԱՄԱՐՄԻՆՆԵՐԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

1. Ախթալայի բազմամետալային հանքավայրի հանքամարմինների շուրջը ի հայտ բերված է քիմիական էլեմենտների՝ կապարի, ցինկի, պղինձի, արծաթի, բարիտի, անագի, մկնդեղի, մոլիբդենի ու վիսմուտի ցրման եզրապսակներ։

2. Մետաղների առաջնային ցրման եզրապսակները վերահսկվում են այն նույն գործոններով, որոնք պայմանավորում են հանքանյութի կոտակումը՝ պարգանալով հանքայնացումը վերահանող տեկտոնական խախտումների սահմաններում, բեկորատման և ինտենսիվ ճեղքավորման գոնաներում, ինչպես նաև ծակոտկեն և դյուրաթափանց ապարներում։

3. Հանքամարմինների շուրջը ցրման եզրապսակների կառուցվածքում հաստատվում է գոնալականություն։

Գոնալ կառուցվածքը հանքամարմնից հեռանալիս արտահայտվում է ինչպես էլեմենտ-ինդիկատորներում օրինաչափ կերպով որակական կազմի փոփոխմամբ, այնպես էլ քանակական հարաբերությամբ։

4. Ցրման եզրապսակներում որակական կազմի փոփոխման տեսանկյունից առանձնացվում են հետևյալ գոնաները, իրենց բնորոշ էլեմենտներով.

ա) ներքին գոնա—

բ) միջին գոնա—

գ) արտաքին գոնա—

5. Ցրման եզրապսակների ներսում փոփոխման քանակական հարաբերությունը նույնպես թույլ է տալիս անջատել երեք գոնաներ.

ա) թույլ հանքայնացման գոնա

բ) ցրված հանքայնացման գոնա

գ) հարստացված հանքայնացման գոնա

6. Կույր հանքամարմինների որոնման տեսակետից հատուկ հետաքրքրություն է ներկայացնում հարստացված հանքայնացման գոնան:

Այդ գոնան հանքամարմնի շուրջը գրավում է միջին հաշվով 60 մ շառավղով մի գոտի:

7. Էլեմենտների միգրացիայի ցրման եզրապսակներում նրանց գոնալ տեղաբաշխման վրա ազդում են հենց էլեմենտների ֆիզիկա-քիմիական հատկությունները: Ոչ պակաս կարևոր դեր է խաղում ֆիլտրացման էֆեկտը, կապված իոնի շառավղից և լուծույթում նրա կոնցենտրացիայից:

8. Ցրման եզրապսակներում էլեմենտ-ինդիկատորների գոնալ տեղաբաշխումը կապված է նաև ապար առաջացնող միներալների բյուրեղային ցանցի մեջ նրանց մտնելու տարբեր ունակությամբ:

ЛИТЕРАТУРА

1. **Витовская И. В.** Распределение микроэлементов в метаморфических породах и минералах Акчагыла. Изд. АН СССР, 1960.
2. **Герман А. А.** Особенности распределения редких элементов в полиметаллических месторождениях Зменногорского Рудного Алтая. Вопросы минералогии геохимии и генезиса м-ний редких элементов, 1960.
3. **Герман Г. Д.** Геохимическая зональность на м-нии Билва на Западном склоне юж. Урала. Геохимия, № 4, 1958.
4. **Левицкий О. Д., Смирнов В. И.** Использование гипогенной зональности при поисках слепых рудных тел. Сов. геология, № 2, 1959.
5. **Муканов К. М.** Опыт изучения полей минерализации и первичных ореолов рассеяния на полиметаллических м-ниях Казахстана. Материалы I Всесоюзного совещания по геохимическим методам поисков. Госгеолтехиздат, 1957.
6. **Муканов К. М., Россман Г. И.** Первичные ореолы рассеяния некоторых полиметаллических и медных м-ний Ц. Казахстана и Рудного Алтая. Доклады Сов. геологии, Проблема 2, 1960.
7. **Некрасов Е. М., Николаев С. В.** Об изменении физических свойств кварцевых фельзит-порфиров в околорудных зонах свинцово-цинковых месторождений Замбарк Труды института геологии рудных м-ний, вып. 43, 1961.
8. **Овчинников Л. Н.** Геохимическая подвижность по экспериментальным данным. Доклады АН СССР, т. 109, № 1, 1956.
9. **Рехарский В. И.** О зональности в строении ореола гидротермально-измененных пород, вмещающих редкометальные жилы. Геохимия, № 3, 1957.
10. **Розанов Ю. А.** Пористость горных пород и ее роль в локализации оруденения. Геология рудных м-ний, № 2, 1961.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 4—5, 1963 Геологич. и географич. науки

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

П. П. ЦАМЕРЯН, В. Е. ВАРТАНЕСОВ

ОБ ОПРОБОВАНИИ ДЖИНДАРИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В стадии детальных геологоразведочных работ на месторождении, при значительных затратах средств на опробование рудного тела, важное значение приобретает выбор способа и рационального шага отбора проб.

Анализ геологических материалов по разведке Джиндаринского месторождения проводился с целью выявить возможность замены малопроизводительных способов отбора проб более простыми, уменьшения общих объемов, а следовательно и затрат на опробование.

Джиндаринское месторождение меди расположено на «стыке» интрузий порфировидных гранодиоритов и монцонитов. Основной рудовмещающей средой являются сильно измененные гранодиорит-порфиры, образующие в районе месторождения заливообразный выступ интрузии порфировидных гранодиоритов (а по мнению других исследователей — самостоятельную интрузию). Породы эти пронизаны сетью кварцевых прожилков с вкрапленностью халькопирита, пирита, а местами и молибденита.

Промышленное оруденение образуют вкрапленники и прожилки халькопирита, которые распределяются крайне неравномерно.

Вкрапленные руды преобладают на месторождении, однако этот тип оруденения не имеет четких границ распространения, а перемежается с участками прожилкования и практически безрудными. Границы этих участков имеют сложные очертания и поэтому для их оконтуривания наиболее приемлемым следует признать применявшийся на месторождении линейный — бороздовый способ отбора проб.

Месторождение разведывалось комбинированной системой горных выработок и буровых скважин. Опробование горных выработок осуществлялось непрерывной сплошной бороздой по одной стенке выработки с разбивкой проб на секции. Буровые скважины опробовались по керну. Бороздовый способ отбора проб, как известно, является самым распространенным при опробовании большинства рудных месторождений, в том числе и месторождений цветных металлов.

Сравнительная простота отбора позволяет брать пробы в большом количестве, а по сумме содержаний в пробах, равномерно отобранных на всех участках рудного тела, хорошо вычисляются средние содержания металлов в руде.

Необходимая плотность опробования на месторождении зависит от степени изменчивости признаков (содержания компонентов, мощности и

др.). Влияние местных повышений или понижений содержаний (величин признака) при случайной изменчивости регулируется количеством наблюдений: чем больше наблюдений, тем точнее определяется среднее значение признака.

Следует, однако, заметить, что как-бы точно не вычислялось среднее содержание полезного компонента в руде по заданному блоку, полученный результат в действительности может лишь «приближенно» охарактеризовать истинное содержание. При этом допускается, что содержание полезного компонента, определенное в какой-либо одной пробе, можно распространить на определенный, прилегающий к ней объем.

Увлечение же «сплошным» опробованием часто на практике приводит к нарушению одного из принципов рациональной разведки — принципу наименьших трудовых и материальных затрат.

В целях соблюдения этого принципа при опробовании, следует выбрать такой интервал между пробами, который при максимально допустимом отклонении от «эталонного» (определенного по всем пробам в выработке) содержания, позволит значительно сократить количество точек отбора проб. Необходимо лишь, чтобы результаты наблюдений (анализа) были по возможности равноточны по всем интервалам опробования. Решение вопроса об интервалах опробования тесно связано с определением необходимого и минимального количества проб для данного месторождения, достаточного для определения качественной характеристики полезного ископаемого.

С целью установления рационального шага опробования на Джиндаринском месторождении был произведен подсчет средних содержаний металла по выработкам, с применением способа разрежения.

По каждой из десяти выработок определялись средние содержания: вначале по всем пробам, затем через одну, две, три и т. д. Среднее содержание по выработке определялось по формуле среднего взвешенного (на длину влияния каждой пробы)

$$C_{ср} = \frac{C_1 l_1 + C_2 l_2 + C_3 l_3 \cdots + C_n l_n}{ln}$$, которая, учитывая почти равномерное расположение точек отбора, сводилась практически к выводу среднего арифметического:

$$Cp_{ср} = \frac{C_1 + C_2 + C_3 + C_4 + \cdots + C_n}{n}$$, где

C_1; C_2; $C_3 \cdots C_n$ — значение показателя (содержание полезного компонента по пробам), n — количество проб, вошедших в подсчет.

Величина расхождения между средними содержаниями, вычисленными по разреженным пробам при различных интервалах и «эталонным» содержанием (по всем пробам) определялась в процентах

$$\Delta_1 = \frac{(C^2_{ср} - C^1_{ср}) \times 100}{C_{ср}}.$$

Таким образом, были подсчитаны средние содержания по всем основным горизонтальным выработкам, расположенным на трех горизонтах.

Для анализа данных опробования выбирались выработки значительной протяженности.

В качестве примера приводим подсчет среднего содержания по пробам штольни № 14 горизонта 1820 метров.

I. Среднее содержание по всем пробам («эталонное» содержание) в выработке

$Cu_{ср} = \frac{\Sigma_{сод}}{n}$, где $\Sigma_{сод}$ — сумма частных содержаний, и n — число проб, вошедших в подсчет.

$$Cu_{ср} = \frac{60,10}{97} = 0,619\%.$$

II. Среднее содержание по каждой второй пробе в том же интервале:

$$Cu_{ср} = \frac{30,91}{49} = 0,630\%.$$

III. Среднее содержание по каждой четвертой пробе:

$$Cu_{ср} = \frac{14,20}{23} = 0,617\%.$$

IV. Среднее содержание по каждой шестой пробе:

$$Cu_{ср} = \frac{11,7}{16} = 0,730\%.$$

V. Среднее содержание по каждой восьмой пробе:

$$Cu_{ср} = \frac{7,14}{12} = 0,595\%.$$

Погрешность определения среднего содержания при разреженном отборе проб по сравнению с «эталонным» содержанием, выраженная в процентах, составляет:

1) По первому и второму подсчетам

$$\Delta_1 = \frac{(0,619 - 0,630) \times 100}{0,619} = 1,77\%.$$

2) По первому и третьему подсчетам

$$\Delta_2 = \frac{(0,619 - 0,617) \times 100}{0,619} = 0,32\%.$$

3) По первому и четвертому подсчетам

$$\Delta_3 = \frac{(0,619 - 0,730) \times 100}{0,619} = 17,9\%,$$

4) По первому и пятому подсчетам

$$\Delta_4 = \frac{(0{,}619 - 0{,}595) \times 100}{0{,}619} = 3{,}8\%.$$

Сравнительные данные средних содержаний металла по выработкам при различной густоте пробоотбора сведены в нижеследующей таблице.

Наименование выработок	Количество проб	Среднее содержание меди					Погрешность, %			
		по всем пробам (I)	по каждой 2 пробе (II)	по каждой 4 пробе (III)	по каждой 6 пробе (IV)	по каждой 8 пробе (V)	1 (I и II)	2 (I и III)	3(I и IV)	4 (I и V)
Штольня 14 ствол	97	0,619	0,630	0,617	0,730	0,595	1,77	0,32	17,9	3,8
Штольня 4 ствол	100	0,746	0,732	0,845	0,630	0,875	1,87	13,2	15,5	17,2
Штольня 9 ствол	258	0,997	0,954	1,02	0,737	1,09	4,3	0,30	37,0	9,3
Штольня 9 штр. 2	93	0,720	0,729	0,858	0,874	0,854	1,25	19,0	21,0	18,0
Штольня 9 штр. 3	71	1,72	1,879	1,87	2,03	2,11	8,72	8,72	18,0	23,6
Штольня 9 штр. 4	100	0,843	0,849	0,869	0,794	0,950	0,70	3,08	5,08	13,2
Штольня 12 ствол	230	0,974	0,957	0,970	0,904	1,01	1,74	0,41	0,71	3,69
Штольня 11 ствол	510	0,49	0,54	0,563	0,540	0,52	10,2	10,4	10,2	—
Штольня 10 ствол	198	0,56	0,57	0,57	0,63	0,47	1,88	1,88	12,5	16,07
Штольня 10 штр. 5	240	0,81	0,76	0,80	0,79	0,75	8,64	1,23	2,47	7,4

Расхождения в определениях средних содержаний по пробам, отобранным через 2 и 4 *м*, по сравнению с истинными содержаниями при пометровом опробовании весьма незначительны. Наибольшим оно получается при сопоставлении I и IV и I и V вариантов (фиг. 1).

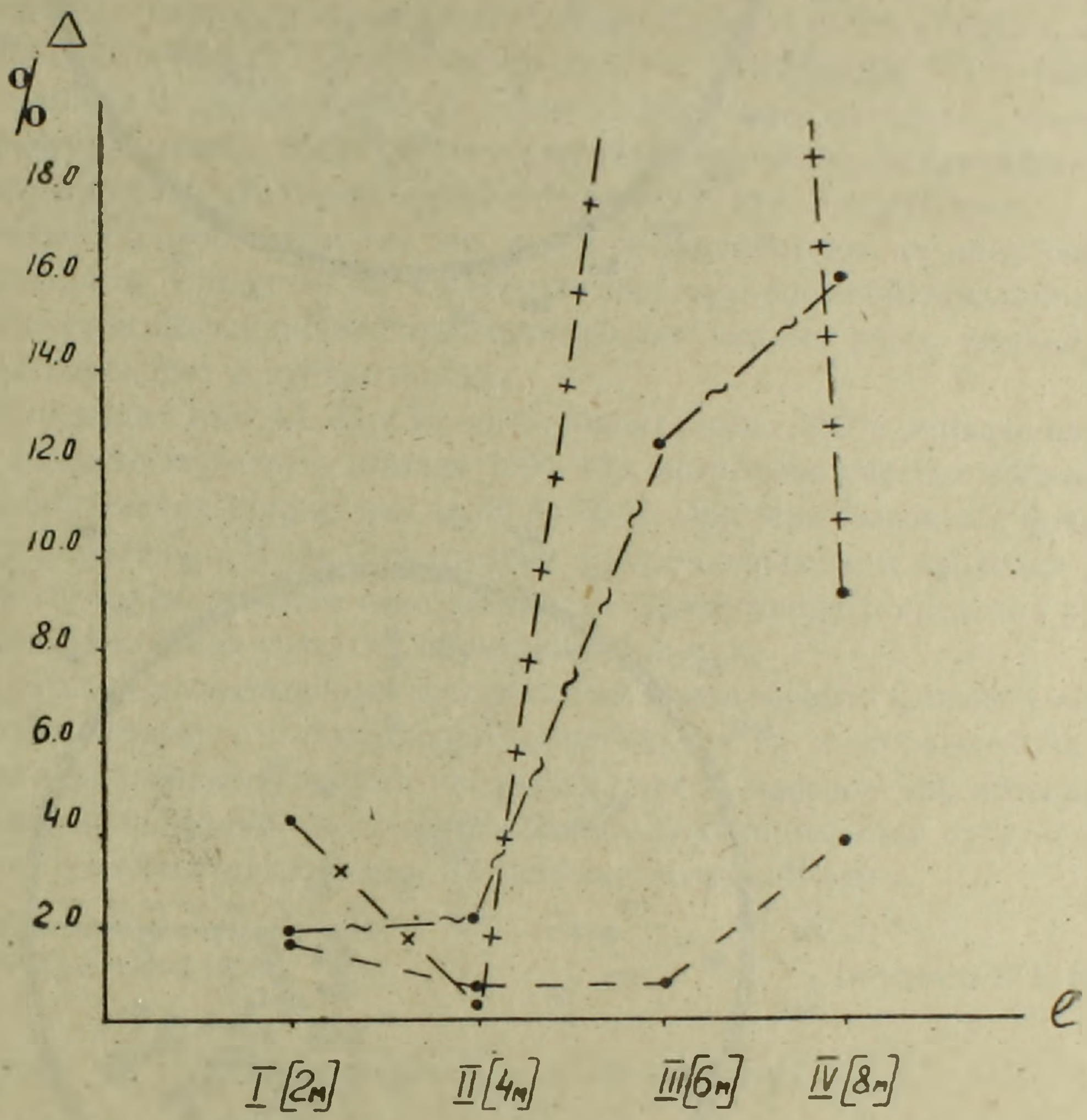
Таким образом, следует признать сплошное опробование Джиндаринского месторождения нецелесообразным. Наиболее приемлемым и надежным шагом опробования здесь является 4 *м*. Последующее разрежение дает резкое возрастание расхождений в средних содержаниях. Опробование с 4-метровым интервалом позволило бы значительно сократить сумму затрат и время на опробование, так как вместо взятых 12 000 проб можно было бы довольствоваться 3500 пробами и получить те же практические результаты средних содержаний для подсчета запасов.

Становится очевидным целесообразность поинтервального опробования на месторождениях, подобных Джиндаринскому. Кроме того, анализ материалов опробования Джиндаринского месторождения дал возможность более достоверно ответить также на вопрос о характере взаимосвязи интенсивности оруденения с тектоникой.

В районе Джиндаринского месторождения большое развитие получили тектонические нарушения, образующие серии крупных и мелких тектонических швов сколового характера, выполненные материалом дробления.

Для месторождения характерны тектонические нарушения: 1) северо-восточного простирания — с углами падения 30—60° на юго-восток и 2) северо-западного простирания с падением на СВ и ЮЗ под углом 60—80°.

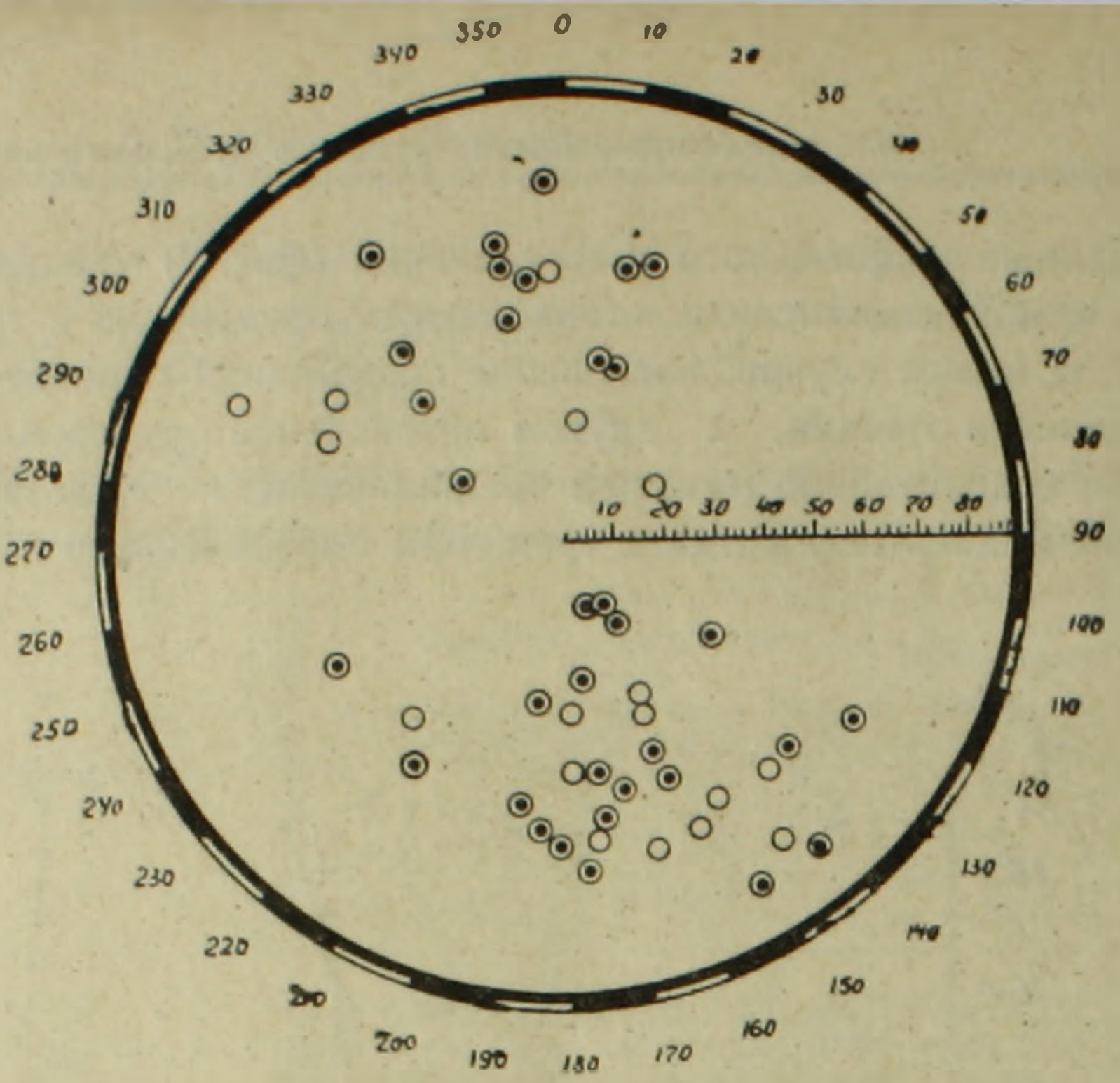
Данные графического сопоставления (фиг. 2) указывают на отсутствие четкой взаимосвязи интенсивности оруденения с трещинной тектоникой. В одном случае, повышение содержаний отмечается в местах сосредоточения трещин, в другом интенсивное оруденение отмечается на участке сравнительно меньшей трещиноватости. Нельзя также приурочить обогащенные участки к трещинам определенного направления и па-

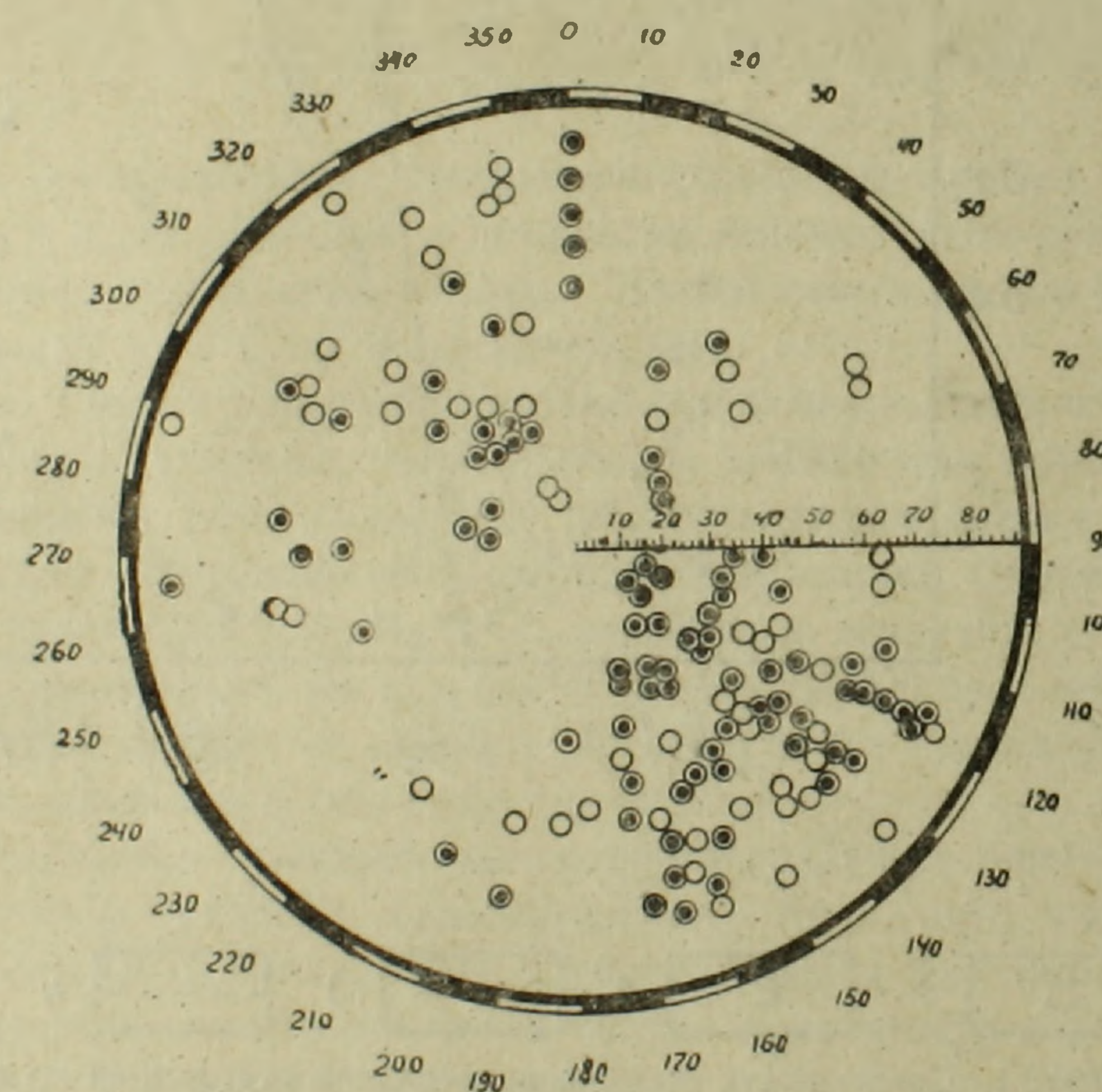


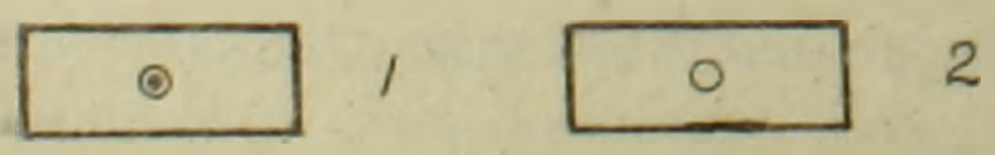
Фиг. 1. Погрешность опробования средних содержаний по выработкам в зависимости от шага опробования". 1. Расхождения средних содержаний металла в процентах к „эталонному" содержанию. 2. Шаг (интервал) опробования. 3. Штольня № 9. 4. Штольня № 12. 5. Штольня № 10.

Это указывает на то, что на Джиндаринском месторождении преобладает вероятно сеть пострудных трещин, не оказывающих существенного влияния на интенсивность оруденения.

В местах пересечения выработок с крупными тектоническими нарушениями (разломами) содержание меди в пробах резко падает вблизи от







Фиг. 2. Взаимосвязь интенсивности оруденения с трещинной тектоникой.
1. Трещины, взлизи которых интенсивность оруденения возрастает.
2. Трещины, вблизи, которых интенсивность оруденения убывает.

границ разломов. Исключением является так называемая западная ветвь Дебаклинского разлома, где содержания остаются высокими до непосредственного пересечения выработки разломом. Гораздо большее значение имеют гидротермальные изменения, выразившиеся в окварцевании, хлоритизации и серицитизации пород. На месторождении довольно явно отмечается приуроченность обогащенных участков к местам интенсивного окварцевания (штольня 9—ствол и штреки 3 и 4, штольня 2—штрек 2 и др.).

Для выявления распространения оруденения на глубину, на месторождении был выполнен значительный объем буровых работ (12862 *п. м.*). Скважины колонкового бурения проходились на глубину до 300 *м* (некоторые глубже) и опробовались по всему пройденному интервалу. Керновые порейсовые пробы после соответствующей обработки направлялись на химический анализ для определения содержаний меди и молибдена.

Данные по скважинам так же, как и по выработкам, не дают основания говорить о наличии на месторождении вертикальной зональности. Скважинами в большинстве подсечены убогие медные руды, которые с глубиной переходят в пустые породы.

В скважинах №№ 44, 45 и 46, на глубинах свыше 280 *м*, гораздо ниже самого нижнего горизонта штолен (10—16), встречены участки промышленного оруденения мощностью от 30 до 50 *м*. При этом скважины фактически остановлены в руде. Это говорит о целесообразности проходки отдельных глубоких скважин и возможности обнаружения в пределах рудного поля на глубине участков промышленных руд.

В результате проведенных исследований можно прийти к заключению, что анализ кернового и бороздового опробования на месторождениях с убогими вкрапленными рудами проливает свет на неясные (по непосредственным наблюдениям) вопросы в области закономерностей оруденения в связи с геолого-структурными элементами месторождения.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 23.I. 1963.

Պ. Պ. ԾԱՄԾՐՅԱՆ, Վ. Ե. ՎԱՐԴԱՆՅՈՎ

ՋԻՆԴԱՐԱՅԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՆՄՈՒՇԱՐԿՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում քննարկվում է հանքավայրի ուսումնասիրության ժամանակ ռացիոնալ նմուշարկման հարցը կապված աշխատանքային և նյութական նվազագույն ծախսերի սկզբունքի հետ։

Նմուշների մինիմալ, բայց օգտակար հանածոյի որակական բնութագիրը տալու համար բավական քանակը որոշելու համար կիրառվել է նոսրացման մեթոդը։ Ընդունելով որպես «էտալոնային» պարունակություններ այն տվյալները, որոնք ստացվել են հետախուզական լեռնային փորվածքների հոծ ակոսային նմուշարկման հետևանքով և համեմատելով նրանց հետ հանքանյութում

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխար-հագր. գիտ. XVI, № 4—5, 1963 Геологич. и географич. науки

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Р. Н. ЗАРЬЯН

О СТАДИЯХ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КАФАНСКОГО МЕДНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кафанское медное месторождение является типичным представителем месторождений семейства колчеданных руд. Месторождение расположено на левом берегу р. Вохчи у одноименного города Кафан и пространственно приурочено к вулканогенным образованиям среднеюрского возраста.

Геология и структура описываемого рудного поля были изучены и описаны В. Н. Котляром, А. Л. Додиным, В. Г. Грушевым, Б. С. Вартапетяном, С. С. Ванюшиным и др.

В геологическом строении района месторождения принимают участие нижне- (?) и среднеюрские вулканогенные образования, представленные порфиритами, кварцевыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, трансгрессивно перекрываемые вулканогенно-осадочными отложениями верхней юры (туфоконгломераты, туфобрекчии, порфириты). Среднеюрская вулканогенная толща прорвана многочисленными дайками кварцевых порфиритов, альбитофиров, диоритов и диабазовых порфиритов, диабазов и габбро-диабазов, которые часто обнажаются на поверхности. Рудовмещающими породами являются в основном гидротермально измененные порфириты среднеюрского возраста. Основной контролирующей структурой локализации оруденения в пределах рудного поля является Кафанская антиклиналь. Оруденение приурочено к северо-восточному крылу данной антиклинали.

Оруденение морфологически представлено двумя типами — жильным и прожилково-вкрапленным. Жильный тип представлен мощными кварцево-сульфидными жилами главным образом пирит-халькопиритового состава. Жилы имеют четкие зальбанды и крутое падение (70—85°). По простиранию они прослеживаются до 250 *м*, на глубину — до 200—250 *м*.

Штокверковый тип оруденения локально приурочен к крупным разломам северо-восточного и северо-западного направления. На рудном поле месторождения отмечается горизонтальная и вертикальная зональность, обусловленная постепенным перемещением центров трещинообразования с запада на восток.

Выявление процессов образования руд, составляющих главную промышленную ценность, является основной задачей изучения Кафанского медно-полиметаллического месторождения. Разобравшись в данном вопросе, можно установить последовательность отложения рудных масс, т. е.

пульсирующий характер восходящих гидротерм, с одной стороны, и закономерности пространственного размещения различных стадий минерализации — с другой.

Многие исследователи, изучавшие вопрос рудообразования в описываемом рудном поле, отмечали многостадийный характер рудной минерализации.

Вопрос этот затрагивали в своих работах С. С. Ванюшин [3], С. С. Ванюшин, Ю. А. Лейе, Э. Г. Малхасян [4], Э. Г. Хачатурян [5, 6], Н. М. Прокопенко и др. Необходимо указать, что при выделении стадий минерализации разными авторами учтены различные признаки, указывающие на возрастные различия минеральных ассоциаций, что приводило к значительным разногласиям во взглядах на количество стадий минералообразования и их возрастную последовательность.

В своей работе Н. М. Прокопенко выделяет три стадии минерализации, причем основной продуктивной считает первую — кварц-пирит-халькопиритовую.

По С. С. Ванюшину, Ю. А. Лейе и Э. Г. Малхасяну [4], в Кафане весь гидротермальный этап рудоотложения расчленяется на шесть - семь стадий минералообразования:

1. Кварц-карбонатная (для рудника № 7—10);
2. Серноколчеданная;
3. Кварц-пиритовая;
4. Халькопирит-пиритовая;
5. Пирит-халькозин-борнит-энаргитовая;
6. Галенит-сфалерит-халькопиритовая;
7. Карбонатно-кварцевая (завершающая).

В работе Э. А. Хачатуряна [6], посвященной минералого-геохимическим особенностям месторождения, процесс гидротермальной деятельности формирования руд подразделяется на шесть стадий минерализации: 1. кварц-пиритовую, 2. пирит-борнит-халькопиритовую, 3. пирит-халькозин-энаргитовую, 4. сфалерит-галенитовую, 5. карбонат-алтаит-петцитовую, 6. кварц-карбонатную (завершающую).

При выделении приведенных в настоящей работе стадий минерализации автором учтены следующие основные факторы:

1. Пересечение жил и прожилков различных парагенетических ассоциаций.

2. Обособление их в пространстве.

3. Приуроченность их к различным тектоническим структурам.

4. Цементация ранее отложившихся минералов продуктами более поздних стадий минерализации.

Иногда на отдельных участках рудного поля устанавливаются признаки наложения нескольких разновозрастных стадий минерализации друг на друга, что затрудняет определение последовательности их отложения.

Постмагматический гидротермальный процесс формирования руд Кафанского медно-полиметаллического месторождения происходил в течение длительного периода и имел пульсирующий характер.

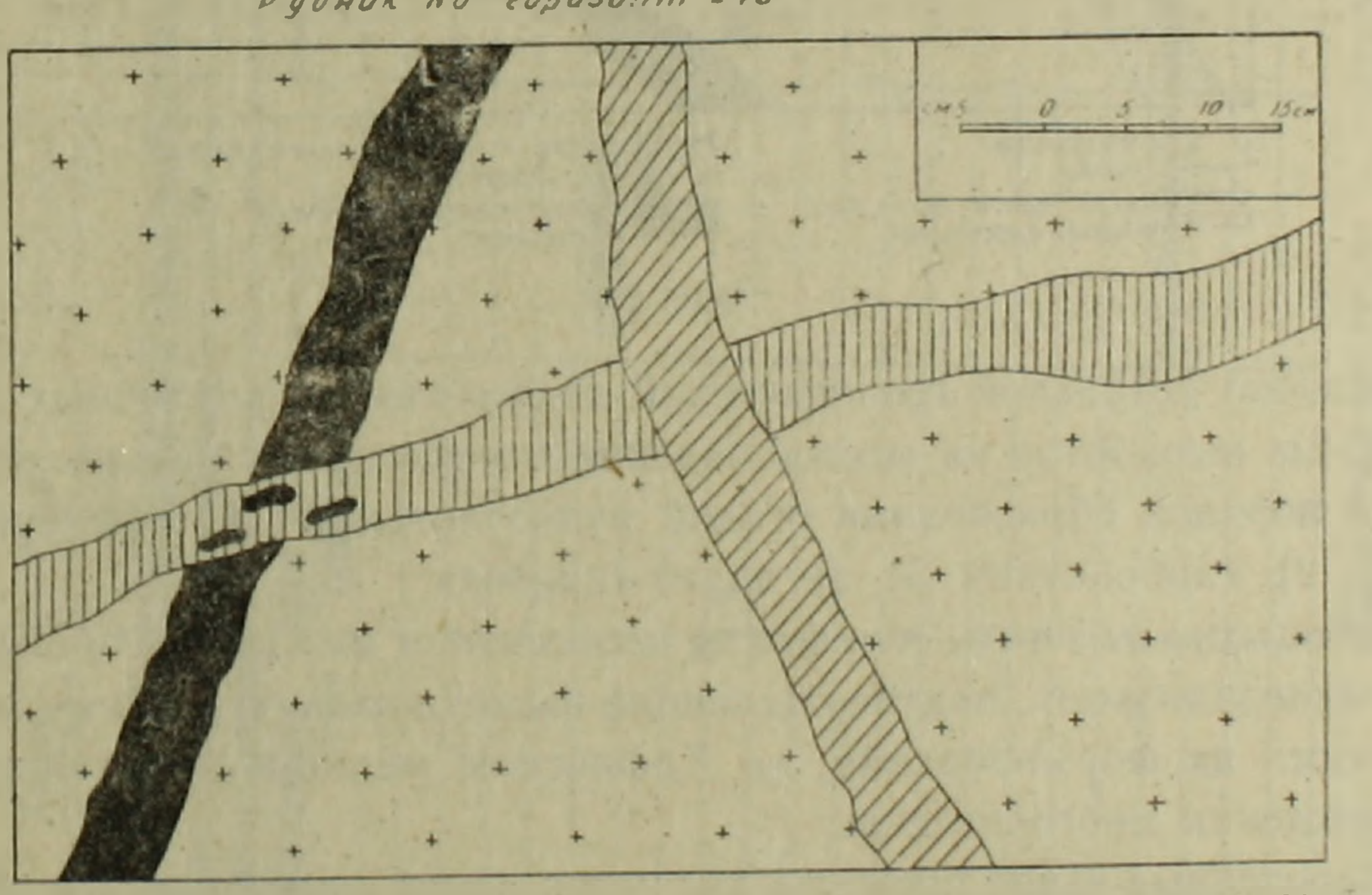
Проведенные минералого-геохимические исследования парагенезисов минералов и их текстурно-структурных взаимоотношений, наблюдаемых в выработках и при микроскопическом изучении руд, позволили автору выделить следующие стадии минерализации:

1. Кварц-пиритовая;
2. Пирит-халькопиритовая;
3. Халькозин-борнитовая;
4. Теннантит-энаргитовая;
5. Сфалерит-галенитовая (с теллуридами Pb, Bi, Ag и Au);
6. Карбонатная;
7. Ангидрит-гипсовая.

Ниже приводятся некоторые факты возрастных взаимоотношений между стадиями минералообразования.

Изучение строения рудных жил и прожилков месторождения показало, что процесс нового трещинообразования обычно возникает после завершения формирования минеральных масс ранней стадии. Это наиболее наглядно в тех случаях, когда имеются явно пересекающиеся прожилки различного состава.

Так, например, на фиг. 1 отчетливо наблюдается следующая картина пересечения прожилков: наиболее ранний кварц-пиритовый срезается пи-



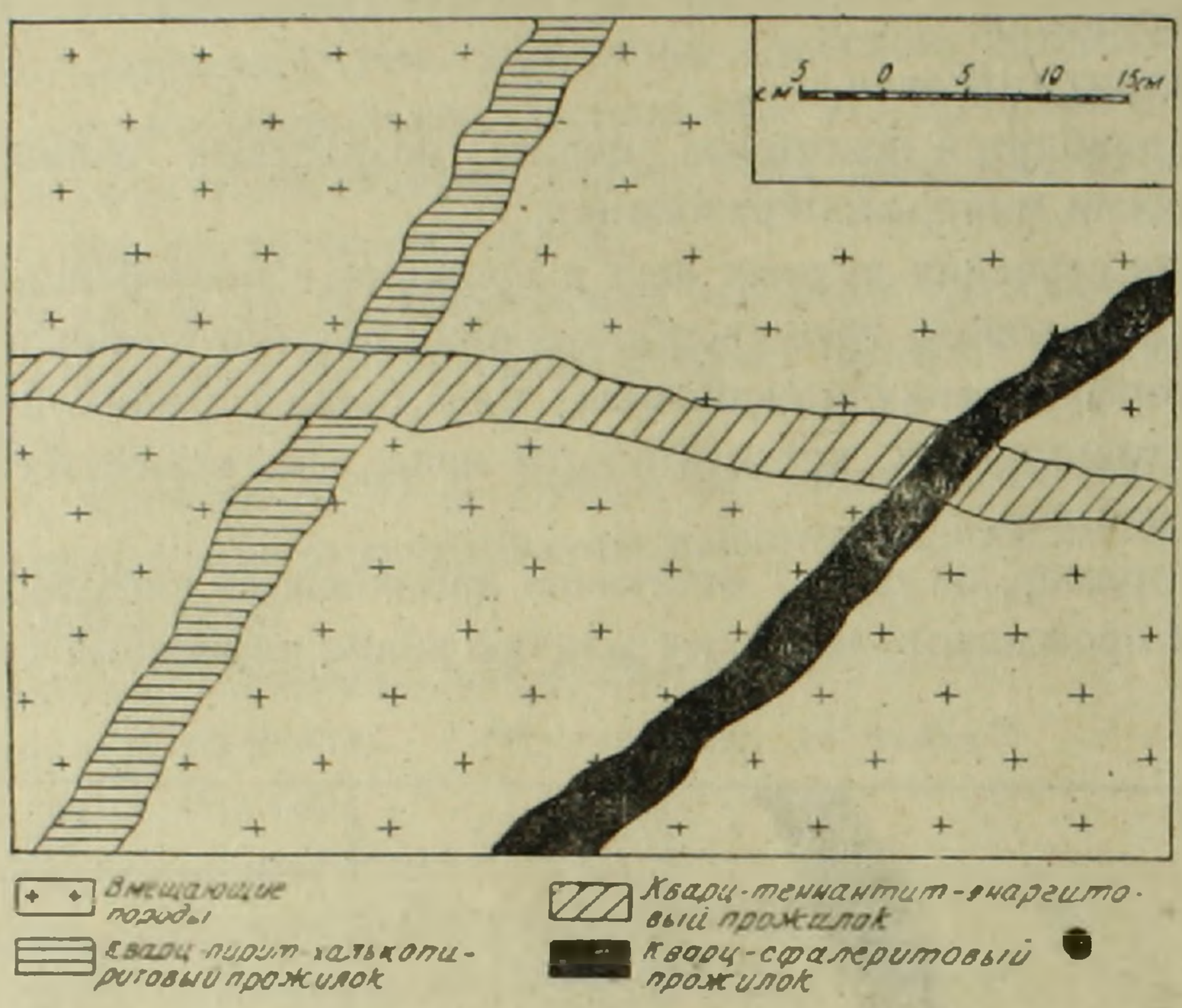
Фиг. 1.

рит-халькопиритовым, а последний — халькозин-борнитовым. При этом в пирит-халькопиритовом прожилке наблюдаются многочисленные обломки кварц-пиритового состава.

Таким образом, здесь отмечается следующий порядок формирования прожилков: 1) кварц-пиритовый, 2) пирит-халькопиритовый и 3) халькозин-борнитовый.

Взаимоотношения между указанными на фиг. 2 стадиями рудообразования, отличающихся по относительному возрасту жил или прожилков, не вызывают никаких сомнений в том, что теннантит-энаргитовая минерализация является, с одной стороны, наложенной на пирит-халькопиритовую, с другой — более ранней по отношению к сфалерит-галенитовой.

Итак, отсюда совершенно очевидна следующая последовательность образования стадий минерализации (фиг. 2): пирит-халькопиритовая-теннантит-энаргитовая-сфалерит-галенитовая.



Фиг. 2.

Согласно детальной геологической документации различных подземных горных выработок на месторождении отчетливо установлен нижеследующий порядок образования стадий рудоотложения: 1) сфалерит-галенитовая, 2) карбонатная, 3) ангидрит-гипсовая.

Любопытно отметить, что факты пересечения между различными стадиями минерализации, подтверждающие вышеупомянутую схему последовательности их формирования, на Кафанском медно-полиметаллическом месторождении многочислены.

Приведенные выше примеры являются яркой иллюстрацией того, что прерывистое поступление восходящих гидротерм обычно тесно приурочено к последовательно возникающим тектоническим нарушениям, причем состав новых поднимающихся порций рудоносных растворов подвергается изменению во времени.

Описание стадий минерализации

Руды Кафанского медно-полиметаллического месторождения формировались в результате эндогенных и экзогенных процессов. В первом-гидротермальном этапе рудообразования отмечается семь стадий последо-

Схема

последовательности выделения минералов по стадиям минерализации

Стадии минерализации / Минералы	Кварц-пиритовая	Пирит-халькопиритовая	Халькозин-борнитовая	Теннантит-энаргитовая	Сфалерит-галенитовая	Карбонатная	Гипсовая
Кварц							
Серицит							
Хлорит							
Пирит							
Халькопирит							
Марказит							
Сфалерит							
Теннантит							
Галенит							
Галеновисмутит							
Борнит							
Халькозин							
Ковеллин							
Энаргит							
Люцонит							
Тетраэдрит							
Тетрадимит							
Алтаит							
Теллуровисмутит							
Гессит							
Петцит							
Самор. золото							
Самор. серебро							
Карбонаты							
Барит							
Флюорит							
Гипс							

Главные минералы — Распространенные минералы — Редкие минералы — Очень редкие минералы

Фиг. 3.

вательного выделения отдельных парагенетических групп минералов. В Кафане рудной минерализации предшествовало сложное изменение вмещающих пород—окварцевание, хлоритизация, серицитизация и др., которое продолжалось и в последующих стадиях минерализации. Автор настоящей работы исследовал главным образом рудный процесс.

Ниже приводится краткое описание перечисленных стадий минерализации в последовательности их формирования.

1. Кварц-пиритовая стадия является наиболее ранней рудной стадией гидротермального этапа; образует жилы, прожилково-вкрапленные зоны, реже гнезда, сложенные кварцем, пиритом и халькопиритом. Наиболее развита она на западном фланге рудного поля. Нередко продукты данной стадии слагают зальбанды мощных жил, центральные части которых заполнены минералами более молодых стадий.

Из рудных минералов относительно широким распространением пользуется пирит, который выполняет друзовые полости в кварце. Наряду с рассеянными зернами железный колчедан, как правило, постоянно локализован в жилах и прожилках кварца. Здесь среди жильного минерала обнаруживаются энгедральные выделения пирита. Обычно зерна или агрегаты последнего раздроблены и цементируются более молодыми рудными и жильными минералами — халькопиритом, кварцем и др. Отложение пирита началось раньше кварца и кончилось позже. Халькопирит описываемой стадии рудообразования имеет подчиненное значение. Рассеянные вкрапленники его часто встречаются вместе с пиритом в кварце. По сравнению с серным колчеданом халькопирит является более поздним.

В указанную стадию минерализации вдоль кварц-пиритовых жил и прожилков развивался ореол изменения вмещающих пород. Обычно изменение представлено серицитизацией, хлоритизацией, окварцеванием и пиритизацией.

2. Пирит-халькопиритовая стадия минерализации, являясь промышленной стадией Кафанского медного месторождения, имеет весьма широкое развитие. После формирования руд кварц-пиритовой стадии, минералоотложения поступает новая порция гидротермальных растворов, в результате чего отлагаются продукты описываемой стадии. Основная рудная масса отмеченной стадии приурочена к отчетливо выраженным структурам широтного и близширотного простирания с системой параллельных открытых трещин. Для руд данной стадии характерны массивные, колломорфные и симметрично-полосчатые текстуры.

Рудные минералы этой стадии минерализации представлены халькопиритом, пиритом, сфалеритом, теннантитом, борнитом, халькозином, галенитом и ковеллином. Остальные сульфиды, кроме халькопирита и пирита, имеют подчиненное значение. В рудах указанной стадии халькопирит вместе с пиритом образует кристаллические и колломорфные разности. Почти все сульфиды этой стадии приурочены главным образом к полям медного колчедана. Последовательность выпадения минералов: пирит-халькопирит-борнит-сфалерит-теннантит-галенит. Пирит-халькопиритовая

стадия сопровождается слабой хлоритизацией темноцветных минералов, серицитизацией полевых шпатов и слабым окварцеванием.

3. Халькозин-борнитовая стадия минерализации широко распространена в восточной зоне прожилково-вкрапленного оруденения рудника № 6. Продукты этой стадии отлагались как в самостоятельных, так и в центральных частях ранее образованных жил и прожилков. Оруденение обычно представлено жильным и прожилково-вкрапленным типами. Наряду с борнитом и халькозином в значительном количестве развиты также пирит и халькопирит. Спорадически встречаются: сфалерит, теннантит, энаргит, галенит и ковеллин. Борнит в рудах этой стадии отмечается в двух разновидностях — кристаллической и колломорфной. Структура кристаллического борнита обычно аллотриоморфнозернистая. В полированных шлифах борнит образует срастания с халькопиритом, пиритом, халькозином и др. Гипогенный ковеллин образует обычно с пиритом и халькозином тесные срастания. Порядок выделения сульфидов описываемой стадии примерно следующий: пирит-халькопирит-борнит-халькозин. Халькозин-борнитовая стадия сопровождается слабой хлоритизацией и серицитизацией рудовмещающих пород.

4. Теннантит-энаргитовая стадия, развитая исключительно в штокверковой зоне рудника № 6, по характеру минерализации отличается от других стадий рудоотложения. Руды этой стадии, локализованные в узких участках шириною 15—20 м, приурочены к гипсовому — Каварт-Суйскому разлому. По мере удаления от разлома на запад распространенность руд описываемой стадии минерализации заметно уменьшается.

Морфологически руды данной стадии образуют жилы, прожилки, гнезда и линзы. В минеральном составе руд принимают участие: энаргит, люцонит, теннантит, пирит, халькопирит, сфалерит, борнит, халькозин, галенит и др.

Иногда энаргит в ассоциации с халькозином заполняет центральные части отдельных прожилков. Установлено, что на восточном фланге жилы № 6 у гипсового разлома энаргит полностью отсутствует. Сульфоарсенат меди в прожилково-вкрапленной зоне рудника № 6 имеет неравномерное распределение. Порядок отложения минералов примерно следующий: пирит-халькопирит-энаргит-теннантит-галенит. Характер околорудного изменения аналогичен с халькозин-борнитовой стадией.

5. Сфалерит-галенитовая стадия. После образования продуктов медно-мышьяковой стадии минерализации наступает новый импульс гидротерм, в результате которого осаждаются полиметаллические руды. Промышленные скопления данной стадии наблюдаются на восточном фланге рудного поля, на Шаумянском и Халаджском участках.

Описываемая стадия на Ленгруппе имеет весьма ограниченное развитие и практически отсутствует на участках рудников Куртамяк, Хрда и № 7—10. Установлено, что с глубиной интенсивность полиметаллического оруденения падает. На Шаумяне и Халадже обнаружено до тридцати полиметаллических жил, имеющих в основном широтное простирание с крутым падением на север. Рудоносные жилы по простиранию прослежива-

ются от нескольких десятков метров до 200—250 м, а их мощность иногда достигает более метра со значительными раздувами на отдельных участках. В мощных полиметаллических жилах, сложенных нацело галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, отчасти теннантитом и тетраэдритом, рудные компоненты, образующие разобщенные линзообразные и гнездообразные скопления, обычно распределены весьма неравномерно.

Руды упомянутой стадии минерализации от предыдущих отличаются интересным минеральным составом, представленым сульфидами — халькопиритом, пиритом, сфалеритом, галенитом, сульфосолями-теннантитом, тетраэдритом, теллуридами-алтаитом, гесситом, петцитом, теллуровисмутитом, тетрадимитом, самородными серебром и золотом. Почти во всех случаях обнаруживается тесный парагенезис галенита с минералами теллура. Необходимо подчеркнуть, что выделение теллуридов происходило в конце сфалерит-галенитовой стадии минерализации, после выпадения сульфидов и сульфосолей.

Сопровождающими жильными минералами являются кварц и кальцит. Руды указанной стадии минералоотложения характеризуются массивными, полосчатыми, брекчиевидными, кокардовыми и друзовыми текстурами.

Сфалерит-галенитовая стадия в отличие от предыдущей сопровождается более слабой серицитизацией с вкрапленностью пирита.

6. Карбонатная стадия является одной из завершающих стадий гидротермального этапа минерализации. Она имеет весьма широкое распространение в рудном поле и отмечается повсеместно. Слагает тонкие прожилки и гнезда, выполненные кальцитом, кварцем (халцедон), доломитом, сидеритом, анкеритом, реже баритом, секущими верхнеюрские породы. Иногда в прожилках данной стадии обнаруживаются вкрапленники сульфидов. Околорудные изменения выражены карбонатизацией.

7. Агидрит-гипсовая стадия завершает единый гидротермальный этап минерализации: образует жилы и маломощные прожилки с резкими контактами, возникшие путем выполнения трещин. Встречаются также гнездообразные скопления гипса. Вмещающие породы подвержены огипсованию. Значительная глубина залегания ангидрит-гипсовых прожилков и отсутствие случаев замещения карбонатов гипсом позволяют данные образования рассматривать как гипогенные. На месторождении, по-видимому, присутствуют и другие разновидности гипса.

Последовательность минералообразования, парагенетические ассоциации и некоторые особенности гидротермальных растворов

Изучение природы гидротермальных растворов Кафанского медно-полиметаллического месторождения, за счет которых формировалась основная минеральная масса, является одной из важнейших задач в понимании процесса рудоотложения. Как уже указывалось выше, рудообразование в рудном поле имело многостадийный характер. Анализ минералогического состава жил и прожилков каждой стадии минерализации совершенно ясно показал, что одни и те же минералы присутствуют в не-

скольких стадиях минерализации. Обобщение данных по минералогическому изучению руд Кафанского месторождения позволяет наметить следующую схему последовательности выделения минералов по стадиям минерализации (фиг. 3).

Исследование последовательности отложения меняющихся по составу минеральных агрегатов на месторождении позволяет увязать процессы формирования руд не только с общегеологическими факторами, но и с физико-химическими условиями, различными в каждой новой стадии минералообразования.

Ниже приводятся наблюдаемые на месторождении данные по парагенетическим ассоциациям трех- и пятикомпонентных физико-химических систем, охватывающих соединения железа, меди, свинца, цинка, висмута, мышьяка, сурьмы, отчасти серебра, золота и теллура (табл. 1).

Таблица 1

№ пп.	Главнейшие элементы, входящие в парагенетическую ассоциацию	Парагенетические ассоциации минералов
1	Cu—Fe—S	Пирит, халькопирит, халькозин, борнит
2	Cu—As—S	Теннантит, энаргит, люцонит
3	Zn—Pb—S	Сфалерит, галенит
4	Cu—Pb—S	Тетраэдрит
5	Pb—Bi—S	Галенит, галеновисмутит (?)
6	Pb—Ag—Au—Bi—Te	Алтаит, гессит, петцит, теллуро-висмутит, самородное золото и серебро

1. Cu—Fe—C. В промышленном отношении наиболее важная ассоциация. Отмечается главным образом в жилах и прожилках кварц-пиритовой, пирит-халькопиритовой и халькозин-борнитовой стадий минерализации. В этой парагенетической ассоциации в зависимости от содержания меди, железа и серы образуются пирит, халькопирит, борнит, халькозин и ковеллин. Образование парагенезиса пирит-борнит в отличие от пирит-халькопирит происходит в условиях высокой концентрации серы и преобладания меди над железом. Детальный анализ парагенетических соотношений минералов этой системы дается в работах А. Г. Бетехтина [1, 2].

2. Cu—As—S. Наблюдается в рудах пирит-халькопиритовой, халькозин-борнитовой, сфалерит-галенитовой и особенно теннантит-энаргитовой стадий минерализации. В указанной ассоциации в зависимости от концентрации меди, мышьяка и серы образуется теннантит, энаргит или люцонит. Отложения упомянутых минералов происходят, с одной стороны, путем непосредственного выпадения из гидротерм, с другой — в результате реакционно-метасоматического разъедания — замещения халькопирита. На месторождении мышьяк как химический элемент с сульфоарсените (теннантит) и сульфоарсенате (энаргит) меди принимает участие соответственно в форме трех- и пятивалентного ионов. При этом составляет следующий ряд окисления ионов: $As^{3+} \rightarrow As^{5+}$,

3. Zn—Pb—S. Отмечается во всех рудных стадиях минерализации, кроме кварц-пиритовой. Относительно широким развитием пользуется в

жилах и прожилках полиметаллической стадии. Минеральными продуктами являются сфалерит и галенит.

4. Cu—Pb—S. Полностью проявляется только в сфалерит-галенитовой стадии минерализации. Представлен единственным минералом—тетраэдритом. Сурьмяная разновидность блеклой руды, аналогично теннантиту, образуется двояким способом: а) в результате химических реакций из гидротерм и б) путем замещения халькопирита. Сурьма как химический элемент в сульфостибните (тетраэдрит) принимает участие в виде трехвалентного катиона.

5. Pb—Bi—S. Отмечается в рудах пирит-халькопиритовой стадии минерализации, где образует галенит и галеновисмутит. Сульфовисмутит свинца представлен в виде неправильных выделений.

6. Pb—Ag—Au—Bi—Te, являясь интересной ассоциацией, проявляется в конце сфелерит-галенитовой стадии минерализации. В этой ассоциации встречается большая группа минералов, т. е. алтаит, гессит, петцит, теллуровисмутит, самородные золото и серебро.

Любопытно отметить, что гидротермальные растворы в конце сфалерит-галенитовой стадии рудоотложения содержали повышенные концентрации теллура, висмута, серебра и золота, причем выделение теллуридов происходило в конце упомянутой стадии минерализации, после выпадения сульфидов — пирита, халькопирита, сфалерита, галенита и сульфосолей-теннантита, тетраэдрита. На месторождении в процессе формирования ассоциаций минералов наблюдается следующая последовательность:

а) в наиболее ранние среднетемпературные стадии выделялись, главным образом, сульфиды — пирит, халькопирит, борнит, халькозин и др.;

б) в низкотемпературные — сульфиды (сфалерит-галенит), сульфосоли (теннантит, тетраэдрит), теллуриды (алтаит, тетрадимит, гессит, петцит), самородные металлы (золото, серебро), карбонатные соединения слеДующих двухвалентных катионов: Ca^{2+}, Fe^{2} и Mg^{2+} и сульфаты (гипс, ангидрит).

Заканчивая анализ парагенетических ассоциаций минералов, следует остановиться на некоторых особенностях гидротерм. По мере развития гидротермальных процессов свойства рудоносных растворов изменялись во времени и пространстве. Так, в первой стадии минерализации значительное место занимает железо. Максимальный вынос основного промышленного металла—меди падает на пирит-халькопиритовую стадию. Наряду с этим медный и серный колчеданы в незначительных количествах отмечаются во всех последующих стадиях рудоотложения.

В третьей—халькозин-борнитовой стадии минерализации главными минералами являются борнит и халькозин. Далее следует стадия мышьякового оруденения, в пределах которой происходит образование теннантита, люцонита и энаргита. В сфалерит-галенитовой стадии минерализации главными продуктивными компонентами являются цинк и свинец, подчиненное значение имеют золото, серебро, теллур и др. Наиболее ранние — кварц-пиритовая, пирит-халькопиритовая стадии минерализации богаты серным и медным колчеданами. В дальнейшем их роль резко падает.

Согласно изучению возрастных взаимоотношений различных стадий минерализации на Кафанском медно-полиметаллическом месторождении намечается следующая последовательность выноса металлов рудоносными растворами: Fe—Cu—As—Zn—Pb.

Несомненно, химизм среды, в которой протекали гидротермальные изменения вмещающих пород и формирование руд, были в той или иной степени различными. Наиболее решающими факторами, обусловившими ход химических реакций, являются температура, давление. P^H и окислительно-восстановительный потенциал среды минералообразования. Изменение окислительно-восстановительного потенциала зависит от режима кислорода и серы. Растворы, вызвавшие окварцевание, хлоритизацию и серицитизацию, соответственно имели слабокислый или нейтральный характер и относительно повышенный окислительный потенциал. Одновременно с изменением концентрации главных элементов рудообразования заменяется и характер растворов. Если в начальных среднетемпературных стадиях рудоотложения растворы были слабощелочными или нейтральными, то в более поздних низкотемпературных стадиях (карбонатная, ангидрит-гипсовая) — слабокислыми или нейтральными с высоким окислительно-восстановительным потенциалом.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 18.X. 1962.

Ա. Ն. ՁԱՐՅԱՆ

ՂԱՓԱՆԻ ՊՂՆՁԱԼԱՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՍՏԱԴԻԱՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ամփոփում

Ղափանի պղնձի հանքավայրը հանդիսանում է կոլչեդանային հանքանյութերի տիպիկ ներկայացուցիչը։

Հանքավայրը գտնվում է ՀՍՍՌ-ի Ղափանի շրջանում և տարածականորեն կապված է յուրայի հասակի հրաբխածին ապարների հետ։

Հանքավայրի երկրաբանական կառուցվածքում մասնակցում են յուրայի հրաբխածին առաջացումները և դրանց հատող բազմաթիվ ալբիտոֆիրային ու կվարց-պորֆիրային դայկաները։

Ղափանում հանքայնացումը ներկայացված է երակային և երակիկա ցանավոր մորֆոլոգիական տիպերով։ Հանքայնացումը ձևավորվել է մի քանի ստադիաներում։ Հանքատաշախ տարբեր պարագենետիկ ասոցիացիաների և նրանց փոխհարաբերությունների ուսումնասիրման հիման վրա սահմանված են հանքայնացման հետևյալ չոր ստադիաները. ա) կվարց-պիրիտային, բ) պիրիտ-խալկոպիրիտային, գ) խալկոպին-բոռնիտային, դ) սենեանիտ-Ենարգիտային, ե) սֆալերիտ-գալենիտային, զ) կարբոնատային, է) անհիդրիտ-գիպսային։

Հիմնական արդյունաբերական նշանակություն ունի պիրիտ-խալկոպիրիտային ստադիան։ Մնացած ստադիաներն ունեն երկրորդական նշանակու-

թյուն: Ղափանի հանքադաշտում նկատվում է հորիզոնական և ուղղաձիգ զոնալականություն: Արևմուտքից դեպի արևելք միներալային ասոցիացիաների առաջացման ջերմաստիճանն աստիճանաբար նվազում է, միջին ջերմաստիճանից՝ արևմուտքում, դեպի ցածրը՝ արևելքում: Հանքայնացման ստադիաներին նախորդել են ներփակող ապարների ինտենսիվ հիդրոթերմալ փոփոխությունները: Հիդրոթերմալ փոփոխման տիպերն են՝ կվարցացումը, սերիցիտացումը, քլորիտացումը և այլն:

Հանքադաշտում նկատվում է հանքային օջախից մետալների դուրս բերման հետևյալ հաջորդականությունը՝ Fe—Cu—As—Zn—Pb .

ЛИТЕРАТУРА

1. **Бетехтин А. Г.** Парагенезисы рудных минералов в системах Fe—S—O и Cu—Fe—S—O Изв. АН СССР, сер: геол. № 5, 1950.
2. **Бетехтин А. Г.** Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изв. АН СССР, 1955.
3. **Ванюшин С. С.** Геологические условия образования штокверков в Кафанском рудном поле. Изв. АН АрмССР, № 4, 1957.
4. **Ванюшин С. С., Лейе Ю. А., Малхасян Э. Г.** Кафанское медное месторождение. Изд. Кав. НТО ЦМ, 1957.
5. **Хачатурян Э. А.** Алтаит и петцит в рудах Кафанского месторождения. ДАН АрмССР, т. XXVI, № 3, 1958.
6. **Хачатурян Э. А.** О минералогическом составе руд Кафанского медного месторождения. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XI, № 6, 1958.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 4—5, 1963 Геологич. и географич. науки

ГИДРОЛОГИЯ

Э. А. АТАЯН

СРЕДНИЙ МНОГОЛЕТНИЙ СТОК РЕК АРМЯНСКОЙ ССР

По территории Армянской ССР протекают около 220 рек длиною 10 и более километров, с общей протяженностью 5250 км. Из них 71 является притоками р. Куры и ее притоков, а остальные входят в бассейн р. Аракс.

Гидрологические исследования рек Армянской ССР, в основном, были начаты с 1924 г. До этого, на нескольких реках проводились гидрометрические работы в течение 1912—1917 гг.

В настоящее время накопилось достаточное количество материалов для обобщения и расчета водных ресурсов республики. Как показали исследования, в горных областях сток с данного водосбора наилучшим образом увязывается с его средневзвешенной высотой. Об этой связи указывал в свое время Б. Д. Зайков [10], при обобщении материалов исследований стока притоков озера Севан, но им эта связь не была использована, так как единой для всего Севанского бассейна зависимости не получалось, а намечавшиеся для отдельных частей бассейна зависимости оказались очень слабо исследованными. Поэтому Б. Д. Зайковым, при составлении карты стока бассейна оз. Севан, за точки, характеризующие средние условия стока водосбора каждого поста, были приняты геометрические центры тяжести бассейнов, к чему относились полученные величины естественного стока.

Однако по части бассейнов рек, по которым подземные и поверхностные водоразделы не совпадают (Масрик, Карчахбюр), или же формы бассейнов сильно асимметричны — Аргичи, где центр тяжести выходит за пределы бассейна реки, Б. Д. Зайков при составлении карты исходил из направлений изолинии на прилегающих хребтах, согласуя местными физико-географическими особенностями: рельефом, осадками и др.

Связь среднего стока с высотой водосбора по территории Армении впервые была показана В. К. Давыдовым и Л. А. Владимировым [9]. Здесь опыт исследования стока в бассейне оз. Севан был перенесен на территорию всей Армянской ССР, в значительно более сложные условия. Впервые, имея весьма скудный материал геологических исследований по горной стране с разнообразными физико-географическими условиями, какой является Армянская ССР, были составлены карты стока и осадков.

Как пишет Л. А. Владимиров [8], упомянутая выше карта среднего стока рек Армении построена на основании фактических данных о стоке, гипсометрической карты, согласуя с картой изогиет. В некоторых случаях

использован график зависимости среднего стока от средней высоты бассейна. Однако для установления связи между стоком и средней высотой водосбора авторы располагали недостаточным количеством исследованных точек, поэтому не был учтен локальный характер этой связи. Для всей территории на основании данных по десяти рекам, имеющим весьма различные ландшафтные условия водосборов, был построен один график. Это привело к сильному разбросу точек на графике и ограничило возможность его использования. Вследствие малочисленности точек график зависимости стока от высоты имеет еще один существенный недостаток — зависимость получена в виде прямой, тогда как фактически она должна быть криволинейной.

Ценность этой работы [9] заключается в том, что авторами скорее интуитивно, чем на основе материалов исследований, были составлены карты осадков и стока, установлены явления подземного водообмена и составлен приближенный расчет водного баланса республики.

В следующей своей работе Б. Д. Зайков [11] установил графические связи по ряду бассейнов:

$$Q = f(H), \qquad (1)$$

где Q — речной сток, H — средняя взвешенная высота водосбора данной реки.

Им были использованы данные по 23 гидрологическим пунктам, большей частью относящимся к бассейну оз. Севан. Число пунктов и их размещение были далеко недостаточны для выявления закономерностей распределения стока по территории Армении, особенно в верхних зонах водосборов, где, в основном формируется сток. Кривые (1), показанные в книге, охватывают лишь небольшой диапазон высот. Надо полагать, в верхних и нижних зонах изолинии проводились по экстраполяции. Экстраполированные части составляют большую долю диапазона высот. Кроме того, работа была выполнена по всему Кавказу, на карте мелкого масштаба (1 : 1 500 000), поэтому носит общий характер. Ее точность недостаточна для освещения вопроса распределения стока такой сильно-изрезанной территории, как Армянская ССР.

Более поздняя работа, принадлежащая В. П. Валесяну [4], охватывала значительно больше материалов гидрологических исследований. Здесь тоже составлена карта стока, в основу которой положены построенная им же карта осадков и данные по стоку с водосборов замкнутых на водомерных постах. Установлены коэффициенты стока этих площадей и их зависимость от средней взвешенной высоты. Безусловно генетический метод определения стока является наиболее правильным, но в данном случае осадки и их распределение на территории Армянской ССР гораздо хуже изучены, чем сток. Все метеорологические пункты находятся на сравнительно низких отметках, верхние зоны горных хребтов, представляющие наибольший интерес, совершенно не освещены. Кроме того, как показали исследования автора настоящей статьи, коэффициент стока по территории республики, так же как сток, распределяется по локальным климатиче-

ским — гидрологическим районам, поэтому применение одной общей кривой привело к значительным погрешностям.

По истечении небольшого времени была опубликована работа А. Н. Важнова [5], также по среднему стоку рек Армянской ССР. Здесь территория республики разделена на шесть локальных гидрологических районов, и для каждого из них построена зависимость $Q=f(H)$. Хотя, по сравнению с первыми исследователями, последний располагал значительно большим гидрологическим материалом, все же его было недостаточно для окончательного освещения вопросов распределения стока для окончательного освещения вопросов распределения стока по территории и его других характеристик. Об этом указывает в предисловии книги акад. АН Армянской ССР И. В. Егиазаров. Накопленный в настоящее время материал гидрологических исследований позволяет значительно уточнить выводы А. Н. Важнова.

При установлении зависимости (1) А. Н. Важнов располагал данными по 61 пункту территории Армении и Азербайджана. Из них использованы 53 точки. Как отмечает автор некоторые районы территории слабо освещены, в этих местах изолинии на карте проведены пунктиром. На построенных графиках некоторые точки сильно отклонились. Из-за недостаточности материалов эти точки не подвергались специальному анализу. Так, например, все три точки, принадлежащие трем постам на реке Касах, легли значительно левее кривой района 2-а [4]. Данные же по рекам Севджур и Карангу вовсе не использованы. Из всех водотоков Арагацского массива использованы данные по речкам Гехарот, Гехадзор и Гарновит, т. е. из водотоков, стекающих с территории более 5000 км², при построении кривой использованы три имеющих общую площадь 78 км². Со всего бассейна р. Раздан, являющейся одной из важных водотоков республики, в список включены три притока: Мармарик, Гомур и Далар; сама р. Раздан не рассматривалась. Из указанных трех притоков при построении зависимости (1) использованы данные по двум с общей площадью 483 км², тогда как площадь Раздана составляет 2600 км².

Для получения более близких к истине величин стока, А. Н. Важновым предлагается вторая поправочная карта, основанная на проницаемости горных пород. Однако эта карта не дает возможности покрыть все пробелы имеющиеся в построенных зависимостях (1).

Почти все реки Армянской ССР используются на орошение, следовательно гидрологические посты фиксируют только остаточные воды. При обобщении стока перечисленные выше авторы этого не учли, что является существенным недостатком всех этих работ.

По многим рекам весь сток теплого периода разбирается на орошение. Как будет показано ниже, одна пятая часть всего годового стока рек Армянской ССР используется на орошение, поэтому неучет ирригационных и других отъемов значительно занижает точность произведенных обобщений.

Материалы, положенные в основу настоящей статьи, выгодно отличаются от тех, на основании которых были выполнены перечисленные выше

работы. В настоящее время накопилась гидрологическая информация по территории Армянской ССР более чем по 150 пунктам. Большинство из них расположено в верховьях рек или на притоках с малыми водосборами — до 10 км², освещающие условия формирования стока. Ряды данных по опорным гидрологическим пунктам удлинились, по сравнению с последней работой [5] на 12 лет. Улучшился учет забора воды на орошение и водоснабжение, что дало возможность восстановить естественные величины стока; и, наконец, за последние годы ведется изучение режима родников, имеющих значительный дебит, и расширилась сеть дождемерных пунктов, в числе которых имеются высокогорные станции. Материалы гидрогеологических и дождемерных наблюдений помогли в вопросах анализа полученных результатов обобщений гидрологических данных.

После тщательно анализа были исключены имеющие весьма короткие ряды гидрологических наблюдений по постам, расположенным на реках, на которых имеется достаточное число других постов с большими, достоверными рядами. Данные же по постам, которые по своему расположению, в смысле освещения гидрологических характеристик малоизученных районов представляли интерес, при наличии исследований даже по одному году были использованы как ориентировочные.

После отбора были оставлены гидрологические сведения по 120 пунктам. Совместно с материалами по рекам Армянской ССР обработаны и приведены к общему тридцатилетнему ряду также данные по верхнему течению р. Аракс и ее притоков по территории Турции.

Данные по пунктам, имеющим ряд двадцати и более лет наблюдений, охватывающие как многоводные, так и маловодные периоды, принимались за норму. Наиболее короткие ряды, до пяти лет, удлинялись аналитически, пользуясь данными постов с длинным рядом, находящимся на той же или аналогичной реке. В этих случаях удлинение произведено по способу, предлагаемому К. П. Воскресенским [7]

$$Q_o = \frac{Q_{cp} \cdot Q_{a.\,o}}{Q_{cp.\,a}}, \qquad (2)$$

где Q_o — норма стока малоисследованной реки, Q_{cp} — среднее арифметическое значение стока за имеющийся период наблюдений, $Q_{cp.\,a}$ — среднее арифметическое значение стока пункта-аналога, за тот же период и $Q_{o.\,a}$ — норма стока пункта аналога.

По пунктам с рядами наблюдений от пяти по двадцати лет расчет многолетней нормы произведен по формуле, предложенной С. Н. Крицким и М, Ф. Менкель [13]

$$\bar{Q} = \bar{Q}_n + r \frac{\sigma_{QN}}{\sigma_{Q'N}} (\bar{Q}'_N - \bar{Q}_n), \qquad (3)$$

причем

$$\sigma_{Q.\,N} = \frac{\sigma_{Qn}}{1 - r^2\left(1 - \frac{\sigma_{Q'n}}{\sigma_{Q'N}}\right)},$$

где $\bar{Q}'_N$ и Q'_n — средние расходы за N и n лет по опорному пункту, Q_N и Q_n — то же по приводимому пункту; $\sigma_{Q'N}$, σ_{QN} и σ_{Qn} — соответствующие стандарты отклонений от нормы*: r — коэффициент корреляции.

По характеру зонального распределения стока вся рассматриваемая территория разделена нами на шесть районов следующим образом (фиг. 1):

Фиг. 1. Карта гидрологического районирования Армянской ССР.

1. Притоки р. Куры, за исключением рр. Агстев, Ташир и верховьев Памбака (кр. I—1);

2. Бассейны рр. Ташир, Агстев и верховья р. Памбак до Кировакана (кр. I—2);

3. Верхнее течение р. Аракс до впадения Севджура, т. е. включая весь Арагацский массив (кр. II);

---

* В некоторых случаях для контроля был применен метод, предложенный В. А. Аруповым. Результаты совпадают с описанной выше методикой.

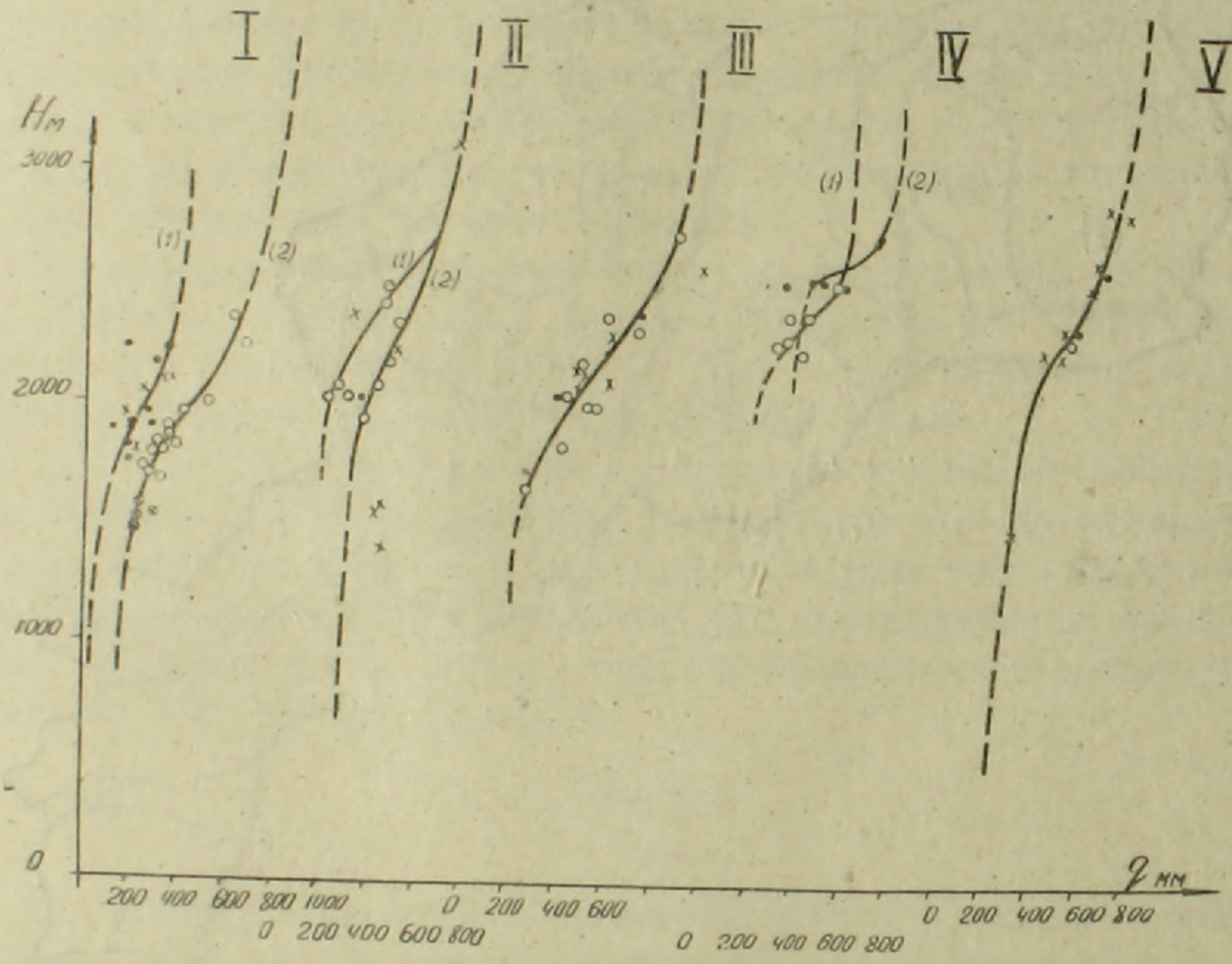
4. Реки среднего течения Аракса, от впадения р. Раздан до р. Арпа, включительно (кр. III);

5. а) Северная часть бассейна оз. Севан;

б) Южная часть Севанского бассейна (кр. IV а и б) и

6. Реки юго-восточной окраины Армянской ССР — Мегри, Вохчи, Воротан и др.

При построении кривых зависимостей стока от средней взвешенной высоты (фиг. 2), величины стока наносились в слое (мм), что облегчает пользование ими и сравнение с осадками. Средние взвешенные высоты, в основном, заимствованы из [5], однако данные по отдельным постам уточнены. Недостающие средние высоты определены по картам крупного масштаба, площади, на которых измерялись через каждые 200-метровые высотные зоны.



Фиг. 2. Кривые зависимости стока (q *мм*) от средней взвешенной высоты водосборов.

Как усматривается из составленных кривых, некоторые области из перечисленных выше районов, в силу особых климатических, геологических и других условий, выделяются, поэтому точки соответствующие рекам или участкам рек этих областей на графиках $Q = f(H)$, представляются отдельными ветвями. К их числу относятся: Лорийская степь, верховье р. Памбак, Ширакское и Апаранское плато и др.

Первая представляет собой плоскую возвышенность, с незначительным уклоном к юго-западу. Она является дном широкой котловины, на значительной части своей покрытой болотами и озерцами, особенно в северо-западной части, куда стекают речки с Мокрых гор. На плато стека-

ют речки: Благородное, Карахач, Армут, Ирган, Сарнахбюр, Овдзор и другие, они здесь создают сильно перепутанную сеть водотоков и наконец попадают в р. Ташир двумя потоками — Благородное и Светлый ключ, по дороге теряя значительную часть своего стока. На плато с гор стекает больше воды, чем из нее попадает в рр. Ташир и Дзорагет. А на самом плато годовое количество осадков составляет порядка 600—650 [1] мм. Незначительные уклоны, плохая водопроницаемость подстилающих пород создают благоприятные условия для заболачивания и интенсивного испарения. Таким образом, плато испаряет больше, чем слой осадков, выпадающих на него, поэтому модуль стока р. Джилга значительно меньше, чем он должен быть при данных климатических условиях и гипсометрических характеристиках.

Верховье р. Памбак также отличается маловодием. Здесь тоже имеются большие потери выпавших осадков, но другого характера. В широкой долине р. Памбак, на ее террасах, сложенных из аллювиальных отложений, значительная часть осадков инфильтруется. Кроме потерь, здесь сами осадки, по сравнению с соответствующими высотными зонами других частей бассейна рр. Дебед, Памбак и Дзорагет значительно меньше.

Это объясняется тем, что влажные воздушные массы с Черного моря на территорию Армении попадают двумя путями: с севера,— продвигаясь сперва на восток по долинам рр. Риони—Кура—Храми, а потом на юг. На этом пути они особо высоких преград (горных хребтов) не встречают, поэтому в бассейн р. Дебед попадают еще богатые влагой. По второму пути воздушные массы проходят сначала на юг, а потом на восток и на территорию Армении приходят с запада, переваливая ряд высоких горных хребтов: Понтийские, Армянские Тавры и др., поэтому на территорию республики приходят уже сильно обедневшие влагой. Памбак находится в зоне столкновения этих двух частей одной и той же воздушной массы, поэтому в его верховьях количество осадков значительно меньше, чем в нижних частях бассейна. В тех случаях, когда сюда доходят массы, направленные по долинам рр. Риони—Кура—Храми, то также приходят уже после того, как оставляют свою влагу на сильно пересеченных склонах нижних притоков р. Дебеда.

Таким образом, точки, соответствующие пунктам на р. Ташир и верховьев р. Памбак, на графике легли значительно левее, модуль стока этих областей равен модулю р. Агстев, поэтому формально для этих трех рек получена одна общая кривая, функция (I).

Все остальные реки северной части Армянской ССР — притоки Куры — находятся в одинаковых климатических и геологических условиях. Поэтому закономерность формирования стока для всего этого пространства одинакова и подчинена кривой II.

В третий район входят реки бассейна верхнего течения Аракса и сама р. Аракс до впадения р. Севджур, включая весь Арагацский массив. Этот район представляет наибольший интерес, так как он является основным источником питания подземных вод Араратской котловины. Анализ распределения годовой суммы осадков по высотным зонам показал, что усло-

вия выпадения осадков во всем бассейне, совершенно одинаковы: однако сток формируется неодинаково. Ярким примером может служить Арагацский массив, который, благодаря различию геологического строения различных своих склонов, представляет собой оригинальную область перераспределения выпадающих осадков. На его склонах, при одинаковых высотных характеристиках, модуль речного стока колеблется от нуля — на южном и большей части западном склоне до 18,5 м/сек — восточном склоне, в бассейне р. Гехарот. Не излишне отметить, что модуль стока р. Гехарот является одной из наибольших во всей территории Армянской ССР. На склонах Арагацского массива и у его подошвы имеется еще третий вид территорий, где ни только сток не образуется, но даже проваливаются воды, стекающие с более верхних отметок. К числу таких участков относятся Апаранское плато и Ширакская равнина. Они оба представляют дно бывшего озера, заполненное аллювиально-делювиальными отложениями [2]. В первом исчезает значительная часть стока горных потоков, стекающих с северо-восточного склона Арагаца и южного склона Памбакского хребта, во втором потери настолько значительны, что весь меженний сток р. Карангу и часть стока р. Ахурян инфильтруется. Такое же явление, надо полагать, происходит в бассейне р. Карс. Поэтому на графике функции (1) точки, соответствующие указанным участкам рек, составляют отдельную ветвь (IIIа), лежащую левее кривой (III). Последняя соответствует рр. Касах ниже Апарана и Ахурян до Ширакской равнины, т. е. участкам, где подземные утечки намного меньше.

Следует отметить, что первоначально, на графике $Q = f(H)$ все три точки, соответствующие постам Апаран, Зовуни и Аштарак, на р. Касах сильно отклонились: причем модуль стока с повышением местности, т. е. убыванием площади водосбора уменьшался. После тщательного анализа всех факторов, влияющих на сток, было выяснено, что в верховьях реки имеет место значительный подземный отток. Наиболее благоприятные условия для этого имеются на Апаранском плато, поэтому при построении функции (1) р. Касах рассматривалась за вычетом площади водосбора и стока до поста Апаран. В этом случае точки, соответствующие постам Зовуни и Аштарак, ложатся на кривую и с повышением высоты модуль стока возрастает.

Все остальные точки, соответствующие притокам р. Касах—Гехарот—Арагац, Шахверд—Парби, Амберд—Бюракан—также легли на кривую. Точки, соответствующие гидрологическим постам реки Севджур, на графике лежат правее даже кривой III. Это указывает на то, что воды, выклинивающиеся у истоков и в самой реке Севджур, поступают не только с ее водосбора.

Вопрос становится ясным при наложении на график данных по посту Аракс—Каракала, точка которой отклонилась влево. По этим рекам имеем: Аракс — Каракала $H = 2000$ м, $M = 4{,}6$ л/сек км^2; Севджур — Ранчпар $H = 1568$ м, $M = 7{,}8$ л/сек км^2; Сумма Каракала и Ранчпар $H = 1916$ м, $M = 5{,}2$ л/сек км^2.

По этому поводу один из первых исследователей горного массива Ара-

гац и его водного баланса — С. И. Каплан-Дикс пишет: «Можно предположить, что Айгерлические, родники, по химическому составу отличающиеся от Севджурских, выходящие несколько выше их, непосредственно из-под склона у подножия Арагаца, питаются водой вершинного пояса Арагаца. А Севджурские родники получают главное питание с запада» [12].

В правильности предположения С. И. Каплан-Дикса можно убедиться при рассмотрении рр. Аракс и Севджур как одно целое, тогда средний модуль получится для средней высоты их бассейнов равным 5,2 л/сек км², именно таким, каким он должен быть по кривой (III), т. е. точка, соответствующая суммарному стоку с общей площади водосбора ляжет на кривую.

Такие явления — переход воды подземным путем с одного бассейна в другой, замечены и в целом ряде других случаев. Например: воды северо-восточного склона Гегамского хребта, бассейна озера Севан, с площади около 200 км², выклиниваются в бассейне реки Раздан, воды остальной части этого склона, не имеющего поверхностный сток, попадают в бассейн

Таблица 1

Сток в речных бассейнах на территории Армянской ССР
(среднее за многолетие)

Бассейн	Площадь $км^2$	Сток	
		мм	*млн. м³*
Памбак до Туманяна	1370	287	393,5
Дзорагет	1483	317	570,2
Дебет после слияния с Дзорагет	940	296	278,8
Агстев до Иджевана	1270	226	276,5
Ахум (до Цахкавана)	169	234	39,5
Тавуш (до Берда)	102	262	26,7
Ахинджа (до Айгедзора)	425	222	94,7
Воскепар (до Воскепара)	184	220	38,5
Остальная часть бассейна р. Куры	1025	135	138,4
Всего бассейн Куры	6968	258	1782,8
Ахурян (до Ахурика)	1067	260	275,8
Арагацский массив	5300*	178	942,8
Раздан	2600	228	592,8
Азат	548	381	209,2
Веди	636	174	110,4
Арпа (до Арени)	2040	330	674,1
Мегри	357	283	101,1
Вохчи	1018	313	401,6
Воротан	2555	333	861,6
Бассейн оз. Севан	4991**	12	56,7
Остальная часть бассейна р. Аракс	915	142	129,9
Весь бассейн р. Аракс	22,750	190	4305,0
Вся территория Армянской ССР	29,720	205	6097,8

* Касах, Севджур и Карангу.
** В т. ч. площадь зеркала 1316 $км^2$.

реки Гаварагет [6]. Результатом такого же несоответствия поверхностных и подземных водоразделов является резкое расхождение модулей стока рр. Цаккар, Аргичи и Даишти или Алучалу и Варденик в Севанском бассейне. В этих случаях целесообразно рассмотреть сток с этих площадей суммарно.

Пользуясь кривыми распределения стока по высотным зонам и данным площадей водосборов по тем же зонам, получен поверхностный сток со всей территории республики (за исключением пограничной р. Аракс). Результаты приведены в табл. 1.

Из указанной таблицы видно также, что северная часть Армении значительно многоводнее, здесь осадков выпадает больше, и кроме того, по климатическим условиям там испаряемость ниже.

Во всех предыдущих исследованиях стока рек Армянской ССР подобный расчет был сделан В. К. Давыдовым и Л. А. Владимировым [9]. Надо отдать справедливость, что при наличии весьма скудных исходных материалов полученный ими суммарный сток почти равен стоку, полученному автором (табл. 2).

Таблица 2

Сравнительные данные стока рек в *млд. м*³

	Сток		
	бассейн Куры	бассейн Аракс	Армянской ССР
Давыдов В. К. и Владимиров Л. А.	1,7	4,0	5,7
Автор	1,8	4,3	6,1

Если учесть, что в работе [9] не учтен водозабор на орошение, величина которого для 1927—1932 гг. составляла примерно 600—700 млн. м³ в год, то величина суммарного стока по обеим работам будут почти равна.

По данным Министерства водного хозяйства в настоящее время из рек и других водотоков рассматриваемой территории забирается на орошение, водоснабжение и другие нужды народного хозяйства примерно 1200 млн. м³, т. е. почти одна пятая часть речного стока. Очевидно, что водные ресурсы республики, могущие быть использованы главным образом после регулирования стока, составляют почти пять миллиардов кубических метров.

Необходимо отметить, что в настоящее время в УГМС Армянской ССР производится анализ и проверка всех материалов гидрологических наблюдений за прежние годы, поэтому приведенные ныне цифры могут подвергнуться некоторым изменениям. Однако, как показывают результаты уже законченных проверок по ряду бассейнов, величина этих изменений незначительна, она значительно меньше возможной погрешности гидрологических работ и наблюдений.

Институт водных проблем
АН Армянской ССР

Поступила 11. II. 1963

Է. Ա. ԱԹԱՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ-Ի ԳԵՏԵՐԻ ՄԻՋԻՆ ԲԱԶՄԱՏԱՐՅԱՆ ՀՈՍՔԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հայկական ՍՍՌ-ում հոսում են 10 և ավելի կմ երկարություն ունեցող մոտ 220 գետ, 5250 կմ ընդհանուր երկարությամբ։ Նրանցից 11 Քուռի և նրա վտակների վտակներն են, իսկ մյուսները պատկանում են Արաքսի ավազանում։

Հետազոտությունները ցույց են տվել, որ լեռնային երկրներում գետերի հոսքը լավագույն կերպով կապվում է ջրահավաք ավազանի միջին-հավասարակշռված բարձրության հետ։

Ռեսպուբլիկայի ամբողջ տերիտորիան, ըստ հոսքի մի շարք բնութագրերի, կարելի է բաժանել վեց հիմնական շրջանների (նկ. 1), որոնց համար կառուցված են հոսքի և միջին բարձրության կապի կորերը (նկ. 2)։ Առանձին ավազաններում ջրի հոսքը չի ենթարկվում տվյալ շրջանում գոյություն ունեցող հոսքի տեղաբաշխման օրինաչափությանը։ Դրանք են՝ Լոռու բարձրավանդակը, Փամբակի վերին հոսանքի ավազանը, Ապարանի բարձրավանդակը, Շիրակի հարթավայրը և ուրիշները։ առաջինում ղգալի տարածություններ ծածկված են ճահճուտներով, հետևապես այստեղ գոլորշիանում է ավելի շատ ջուր, քան թե տեղումներ են թափվում։ Այսպիսով նոնալ լեռներից այստեղ հոսող ջրերի միայն մի մասն է հասնում Թաշիր գետը. մյուս երեքում տեղի է ունենում ջրերի ինտենսիվ ներծծում։ Ըստ ունեցած հիդրոլոգիական նյութերի այս նույն պատկերը տեղի ունի Ղարսի բարձրավանդակում։ Այս մասերի համար կառուցվել են վերը նշված կորերի առանձին ճյուղավորումներ։ Օգտվելով սրտացված կորերից և նրանց ճյուղավորումներից, հաշված է Հայաստանի բոլոր գետերի միջին բազմամյա հոսքը, որը կազմում է մոտ 6.100 միլիոն խմ, այս թվում նաև ջրամատակարարման և ոռոգման համար օգտագործվող մոտ 1.200 մլ. խմ։

Այսպիսով, Հայաստանի գետերում գոյություն ունեցող տարեկան ջրի միայն մեկ հինգերորդ մասն է օգտագործվում, իսկ մնացած մոտ 5 միլիարդ խմ առանց օգտագործվելու հոսում է դեպի Կասպից Ծով։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Александрян Г. А.** Карта распределения осадков по территории АрмССР. Научн. архив ИВП, АН АрмССР.
2. **Асланян А. Т.** Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
3. **Атаян Э. А.** О вариации стока рек Армянской ССР. Изв. АН Армянской ССР, сер. ТН, т. XV, № 2, 1962.
4. **Валесян В. П.** Исследование стока горных рек Армянской ССР М., 1955.
5. **Важнов А. Н.** Средний многолетний сток рек Армянской ССР и его внутригодовое распределение. Ереван, 1956,
6. **Вегуни В. Т. и Аветисян В. А.** Геолого-гидрологические условия бассейна озера Севан. Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме, т. I, Ереван, 1961.

7. **Воскресенский К. П.** Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на малых реках, ручьях и временных водотоках. Л., 1956.
8. **Владимиров Л. А.** К истории исследований закономерностей стока в горных областях, Тбилиси, 1960.
9. **Давыдов В. К. и Владимиров Л. А.** Основные контуры водного баланса Армении. Записки ГГИ, т. X, Л., 1933.
10. **Зайков Б. Д.** Гидрологический очерк бассейна оз. Севан. Материалы по исследованию оз. Севан и его бассейна, ч. I, вып. 3, Л., 1933.
11. **Зайков В. Д.** Средний сток и его распределение в году на территории Кавказа. Труды НИУ ГУГМС СССР, сер. IV., вып. 40, Л., 1946.
12. **Коплан-Дикс С. И.** Краткий гидрометеорологический очерк Алагеза. Алагез—потухший вулкан Армянского нагорья. т. II, ч. 1, Л., 1932.
13. **Крицкий С. Н. и Менкель М. Ф.** Гидрологические основы речной гидротехники М.—Л., 1950.
14. **Мхитарян А. М., Атаян Э. А., Александрян Г. А.** Водный баланс оз. Севан. «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме», т. I, Ереван, 1961.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 4—5, 1963 Геологич. и географич. науки

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

А. Ш. ВОСКЕРЧЯН

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ВЫДЕЛЕНИЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РЕГИОНОВ АРМЯНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Исключительно интересное и сложное геолого-тектоническое строение Малого Кавказа издавна привлекает внимание многочисленных исследователей. К числу первых геологов, которые дали сводные работы по геологии Армении, следует отнести Г. Абиха (1898), А. Гукасова (1901), Ф. Освальда (1916) и других.

Работами В. П. Ренгартена (1930), Л. А. Варданянца (1935), К. Н. Паффенгольца (1937) и др. были заложены основы тектонического расчленения Армении. Более подробное тектоническое районирование Малого Кавказа дано Л. Н. Леонтьевым (1949) и В. Е. Хаином (1949).

Из новых схем тектонического районирования Малого Кавказа необходимо отметить схемы Е. Е. Милановского (1956), А. А. Габриеляна (1956) и А. Т. Асланяна (1957). Схема А. Т. Асланяна основана на различиях фаций отдельных районов. Схемы Е. Е. Милановского и А. А. Габриеляна (1956) по принципу составления очень близки. Новая тектоническая схема, предложенная А. А. Габриеляном (1959), значительно изменена, переработана и основана на методе выделения структур по возрасту складчатости.

Выделение естественных структурно-тектонических единиц имеет важное практическое значение для инженерно-геологического районирования, так как со структурно-геологическими особенностями отдельных регионов и историей их развития тесно связано формирование, распространение и состояние горных пород, оцениваемых как грунты.

Идея об инженерно-геологическом районировании территорий была высказана в 1937 г. академиком Ф. П. Саваренским, который писал: «По совокупности главных физико-геологических признаков выделяются районы, отличающиеся между собой по условиям возведения промышленных и городских сооружений, проведения железных и шоссейных дорог, устройству водохранилищ и каналов и т. п.».

В 1947 г. Ф. П. Саваренским были изложены принципы инженерно-геологического районирования, он писал: «Свою основную задачу — прогноз и оценку ожидаемых инженерно-геологических явлений — инженерная геология выполняет путем комплексного изучения природной геологической обстановки и анализа ее с учетом историко-геологических факто-

ров...». «Синтезом инженерно-геологического изучения местности является региональное изучение территории с составлением инженерно-геологических карт и комплексной характеристикой отдельных районов в инженерно-геологическом отношении».

Последователем идей Ф. П. Саваренского является И. В. Попов, который вместе с другими учеными (Н. И. Николаевым, В. А. Приклонским, М. П. Семеновым, П. Н. Панюковым и др.) создал региональную инженерную геологию.

В 1949 г. И. И. Трофимов в статье «Региональная инженерная геология» поставил и осветил вопрос о создании региональной инженерной геологии, он писал: «Основным назначением региональной инженерной геологии является инженерно-геологическое районирование и характеристика инженерно-геологических условий крупных территорий...».

И. В. Попов является основоположником региональной инженерной геологии, поэтому не случайно, что именно им в 1961 г. была впервые написана замечательная книга «Инженерная геология СССР», освещающая общие основы региональной инженерной геологии.

И. В. Попов пишет: «Региональная инженерная геология является разделом инженерной геологии, изучающим закономерности инженерно-геологических условий строительства и эксплуатации инженерных сооружений в земной коре и на ее поверхности». Далее он пишет: «Инженерно-геологическое описание какой-либо местности, чтобы быть систематичным и удобным для практического использования, всегда требует районирование территории».

Наша задача в данной статье заключается в следующем: на основании уже выделенных ранее тектонических структур, а следовательно и различных типов формаций осадочных и магматических горных пород, выделить геолого-генетические комплексы и дать их инженерно-геологическую характеристику. То есть, основываясь на структурно-тектонических признаках, выделить инженерно-геологические регионы с одинаковыми инженерно-геологическими условиями строительства мелких гидростанций и водоемов на центральном вулканическом нагорье и прилегающих к нему районах Армении.

Районировать территорию — это означает дать общую оценку природных (геологических, геоморфологических, гидрогеологических, физико-геологических и др.) условий, определяющих инженерно-геологический облик выделенной таксономической единицы.

Основным фактором, которым мы руководствуемся при инженерно-геологическом районировании, является многообразие геологического строения территории Армении. А геологическое строение любой части земной поверхности обусловлено особенностями тектонического строения и историей геотектонического развития данной территории.

Таким образом, в основу инженерно-геологического районирования, такой сложной в геологическом отношении страны, как Армения, нами положен структурно-тектонический признак.

При инженерно-геологическом районировании И. В. Попов предлага-

ет выделять регионы на основании геоструктурных (геотектонических) признаков.

Предложенная методика применена нами для выделения инженерно-геологических регионов Армении, где четко выделяются три крупных структурных элемента по возрасту складчатости.

На территории Армении весьма четко вырисовываются такие структурные элементы, как складчатые горы, вулканические нагорья и наложенные и унаследованные впадины.

Для выделения инженерно-геологических регионов принята тектоническая схема А. А. Габриеляна (1959), согласно которой, каждому этапу тектонического развития соответствуют определенные формации осадочных и эффузивных пород с учетом их возраста и истории формирования, положенные нами в основу инженерно-геологического районирования.

По А. А. Габриеляну, территория Малого Кавказа делится на два больших структурных комплекса: а) Сомхето-Кафанский (северная и северо-восточная часть) и Армянский (юго-западная часть республики), которые разделены Севано-Сюникским глубинным разломом. Эти геотектонические комплексы резко отличаются друг от друга как по геологическому строению, так и по истории развития.

Район нашего исследования полностью охватывается Армянским тектоническим комплексом. Поэтому ограничимся его характеристикой.

Армянский тектонический комплекс характеризуется мощным развитием морских отложений среднего и верхнего палеозоя и триаса и почти полным отсутствием юрских отложений. С верхнего мела описываемый комплекс вовлекается в новое прогибание геосинклинального типа. Это опускание, после сравнительно небольшого перерыва, продолжается в течение всего эоцена.

Альпийский этап развития Армянского тектонического комплекса завершается плиоценовым и антропогенным вулканизмом, сыгравшим важную роль в создании современного вулканического ландшафта Армении.

Армянский тектонический комплекс делится на тектонические элементы второго порядка:

а) Область предверхнеэоценовой, предолигоценовой и предсреднемиоценовой складчатости.

б) Область предмеотической и послепонтической складчатости (неогеновые наложенные впадины).

в) Структуры, созданные новейшей тектоникой.

Именно эти тектонические структуры второго порядка послужили основой для выделения инженерно-геологических регионов первого порядка.

а) Область предсреднеэоценовой, предолигоценовой и предсреднемиоценовой складчатости.

Данная область, выделенная нами в инженерно-геологический регион складчатых гор, в структурном отношении состоит из ряда синклинориев, разделенных поперечными антиклинориями, которые очень сходны по геологическим разрезам палеогеновых образований, интрузивному магматизму, возрасту складчатости и другим признакам, что и дает основание А. А.

Габриеляну объединить ее в единую складчатую область, а нам — считать ее единым инженерно-геологическим регионом складчатых гор.

Синклинорные структуры описываемой области сосредотачиваются в двух зонах — Севано-Ширакской и Айоцдзор-Ордубадской и объединяют следующие синклинории: 1. Севано-Ширакский; 2. Айоцдзорский; 3. Ереванo-Вединский; 4. Ордубадский; 5. Акеринский и 6. Кельбаджарский. Сложены они преимущественно палеогеновыми вулканогенными образованиями и отчасти карбонатными и терригенно-вулканогенными породами верхнего мела и альба.

Упомянутые синклинории разделены друг от друга антиклинальными поднятиями. Так: Севано-Ширакский синклинорий отделен от Айоцдзорского в районе Варденисского хребта антиклинальным поднятием, ныне скрытым под третичными и постплиоценовыми лавовыми покровами; Айоцдзорский отделен от Ордубадского — в районе Мартиросского перевала; Севано-Ширакский синклинорий — от Кельбаджарского — Зодчим поперечным поднятием и т. д.

Упомянутые синклинории ограничиваются, а зачастую и пересекаются, глубинными разломами и дизъюнктивными нарушениями. Не останавливаясь пока на подробном описании этих нарушений, считаем нужным отметить, что эти нарушения заслуживают особого внимания, так как они обуславливают дислоцированность и трещиноватость пород, что имеет важное инженерно-геологическое значение.

Из антиклинорных структур Армянского тектонического комплекса следует упомянуть: Арзаканский массив, Аргичинский, Кадрлинский, Ортунский, Урцско-Айоцдзорский и Гегамский.

Арзаканский кристаллический массив сложен различными метаморфическими породами докембрийского-нижнепалеозойского возраста и ограничивается с севера, востока и юго-запада разломами, благодаря которым его называют горст-антиклиналью.

Гегамский антиклинорий сложен породами среднего и верхнего палеозоя, которые выступают в бассейне р. Аргичи, и метаморфическими породами эопалеозоя, которые обнажаются между райцентрами Раздан—Севан и перекрыты мощным чехлом вулканогенных образований плиоценового и постплиоценового возрастов.

Между Арзаканским и Гегамским антиклинориями расположен Разданский синклинорий второго порядка, сложенный мощным комплексом вулканогенных и озерно-речных отложений плиоцена, постплиоцена и морскими отложениями миоцена. Разданский синклинорий в миоцене и плиоцене, по данным А. А. Габриеляна и Е. Е. Милановского, являлся проливом, соединявшим оз. Севан с Араратской впадиной.

Южнее Гегамского антиклинория расположены Кадырлинский и Урцско-Даралагезский антиклинории, сложенные средне- и верхнепалеозойскими отложениями в ядрах, и трансгрессивно перекрывающими их породами верхнего мела и палеогена на крыльях.

Между Урцско-Айоцдзорским и Кадырлинским антиклинориями рас-

Таблица характеристики инженерно-геологических регионов и их инженерно-геологических условий

Наименование регионов	Характеристики						
	Геологическая	Тектоническая	Геоморфологическая	Гидрогеологическая	Физико-геологические процессы	Инженерно-геологическая	Сейсмическая
Инженерно-геологический регион вулканических нагорий	В строении преобладают эффузивные породы, излившиеся в плиоценово-верхнечетвертичный период. Они представлены базальтами, андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами, дацитами, туфолавами и пирокластическими разностями. Основанием эффузивных пород является т. н. подлавовый комплекс, представленный палеозойскими кристаллическими сланцами, гнейсами, мраморизованными известняками, меловыми и эоценовыми вулканическими и терригенными породами миоценовыми вулканогенно-осадочными, образованиями. Породы подлавового комплекса обнажаются в районах Памбакского и Цахкуняцкого хребтов, а также в бассейнах рр. Веди и Аргичи	Регион вулканических нагорий создан молодыми тектоническими движениями и новейшим вулканизмом, в результате которых образовались изометрические антиклинальные поднятия массива г. Арагац, Цахкуняцкого, Гегамского, Варденисского, Сюникского и др. нагорий. Воздымание вулканических нагорий сопровождалось формированием синклинальных прогибов Средиераксинского, Ширакского, Севанского и др., сложенных озерными и аллювиально-пролювиальными отложениями. Выделенные структуры по геологическому строению, истории развития и формированию рельефа однотипны.	Типичная высокогорная страна. Сооружение рельефа связано с новейшими тектоническими движениями и интенсивной вулканической деятельностью, в результате которых образовались обширные вулканические плато с насаженными на них крупными вулканическими конусами Арагац, Аждаак, Спитакасар, Варденис и др. Лавовые потоки и покровы занимают обширные пространства, имеют волнистую поверхность и часто перекрыты более молодыми продуктами извержения или рыхлообломочными отложениями различного генезиса. Рельеф нагорья расчленен глубокими речными долинами и густой сетью балочной сети. Верховья и средние течения речных долин, в основном, сложены моренными и флювиогляциальными отложениями. На склонах и плато нагорья широко распространены элювиальные и делювиальные чингилы, имеющие огромное гидрогеологическое значение.	Вулканическое нагорье сложено, в основном, сильно трещиноватыми лавами, различными туфами, сильно пористыми пемзовидными шлаками, пеплами и т. п. Лавы обычно испещрены густой сетью трещин как в самом массиве-трещин отдельностей, так и на поверхности-трещин выветривания. Часто трещины секут лавовые потоки и покровы на всю их мощность и создают благоприятные условия для инфильтрации атмосферных вод вглубь массива. Выдержанные водоупорные горизонты отсутствуют. Циркуляция подземных вод исключительно происходит по трещинам. Областью питания, в основном, является область вершин, где выпадает много атмосферных осадков (до 900 мм). Долины рек являются основными областями разгрузки подземных вод. В долинах рек, в основном в нижних течениях, отмечаются аллювиальные воды.	Вулканическое нагорье является областью смыва. В речных долинах происходит, в основном, донная эрозия, в водораздельных частях господствует площадная эрозия. Отмечаются области селевого зарождения, интенсивность которых является функцией от климатических условий. В областях вершин и привершинного плато отмечается интенсивное морозное выветривание, продукты которого образуют огромные чингиловые поля. Огромную работу произвели древнеледниковые процессы. Оползни встречаются редко и их образование обычно связано с различными строительными работами. На склонах Гегамского нагорья отмечаются древние оползневые наносы. Осыпи имеют наибольшее распространение на более крутых склонах области вершин и привершинного плато.	Гидротехнические сооружения преимущественно будут располагаться в долинах рек. В связи с этим решающее значение при их возведении будет играть строение речных долин. С этой точки зрения большой интерес представляют в области вершин днища каров и каровидов, сложенные из неотсортированного обломочного материала с относительно хорошими водоупорными свойствами, в области привершинной плато-троговые долины, сложенные моренно-флювиогляциальными отложениями, благоприятными для оснований водохранилищ. Склоны долин сложены андезито-базальтовыми лавами. При изыскательских работах основное значение будут иметь исследования моренных отложений, мощность которых достигает 80 м и трещиноватость участков примыкания плеч плотин со склонами. В области подножий и предгорных плато заслуживают внимания древнезапрудные участки.	Регион вулканических нагорий характеризуется значительной сейсмичностью. По утвержденной Госстроем СССР карте сейсморайонирования на преобладающей части региона сейсмичность оценивается в 8 баллов (для рыхлых и связных грунтов при уровне грунтовых вод ниже 50—60 м). В речных долинах, заполненных наносами с уровнем грунтовых вод до 1,5—2 м, сейсмичность должна быть повышена на одну ступень. На крутых склонах, покрытых рыхлыми отложениями сейсмичность также повышается. При фундировании гидротехнических сооружений на скальных слаботрещиноватых породах, а также на древнеледниковых террасах значительной мощности (более 20 м) сейсмичность оценивается в 7 баллов.
Инженерно-геологический регион складчатых гор	Геологическое строение региона складчатых гор весьма сложное и разнообразное. Здесь встречаются породы начиная от эоплалозоя, представленные сильно трещиноватыми метаморфическим комплексом. В Северной Армении широко развиты юрские отложения, представленные породами осадочного и интрузивного комплексов. В юго-западной части широко развиты породы палеогена, представленные осадочной, вулканогенно-осадочной и вул-	Выделенный регион не является единым в структурном отношении, а состоит из ряда синклинориев, разделенных поперечными антиклинориями, которые очень сходны по геологическим разрезам палеогеновых образований, интрузивному магматизму, возрасту складчатости и другим признакам. Вышеизложенное дает основание объединить эту тектоническую зону в единый инженерно-геологический регион складчатых гор. Из структур необходимо от-	Рельеф представлен скульптурно-тектоническими горно-эрозионными формами и является областью размыва (денудации). В зоне складчатых гор выделяются следующие формы рельефа: 1. Среднегорные складчатые хребты — Памбакский, Базумский, Арегунийский и Шахдагский хребты, расчлененные широкими эрозионными долинами. 2. Участки с резко расчлененным среднегорным рельефом — Алавердский, Ноембе-	Горные породы, развитые в регионе складчатых гор, слабо водопроницаемы, что, наряду с расчлененностью рельефа и крутизной склонов, способствует формированию значительного поверхностного стока. Незначительная часть атмосферных осадков по трещинам и наносным образованиям идет на пополнение запасов подземных вод. Поэтому выделяются: 1. Воды четвертичных отложений, объединяющие воды делювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений. По-	Складчатые горы северо-восточной и восточной частей Армении представляют собой область денудации, интенсивность которой зависит от климатических и литолого-петрографических особенностей района. В юго-западных и южных частях Армении, характеризующихся пустынным климатом, широко развиты оголенные крутые склоны. Противоположные склоны покрыты мощным делювиальным покровом. В зоне вершин проявляются	При строительстве гидротехнических сооружений основное значение будут иметь дочетвертичные породы. Необходимо классифицировать речные долины (так как строительство гидротехнических сооружений приурочивается в данном случае исключительно к речным долинам) по структурным признакам с целью прогноза утечки воды из водохранилища, связанного со структурными особенностями речной долины (синклинальные, антиклинальные и т.).	Регион складчатых гор в общем характеризуется 7-балльной сейсмичностью (Северная Армения). Здесь при благоприятных грунтовых условиях балльность может быть снижена до 6 баллов (Алавердский, Ноемберянский и Степанаванский районы). Исключение составляют южные склоны Памбакского хребта и бассейны верхних течений рр. Веди и Аргичи. Средняя сейсмичность здесь оценивается в 8 баллов. Особое внимание заслуживают широкие речные долины,

		на представленные осадочной, вулканогенно-осадочной и вулканогенной фациями. Особый интерес представляют песчаники эоцена, цементирующий материал которых, в основном, карбонатный. Вулканогенная толща представлена туфопесчаниками, туфопесчаниками, туфослацами, туфоконгломератом туфобрекчиями и др. Из новейших образований широко развиты делювиальные, пролювиальные и речные отложения, которые с точки зрения мелкого гидротехнического строительства заслуживают особого внимания.	складчатых гор. Из структур необходимо отметить: 1. Синклинорий — Севано-Ширакский, Дараллагезский, Ордубадский, Ереванско-Веденский, Акеринский и Кельбаджарский. 2. Антиклинорий — Арзаканский массив, Аргичинский, Ортунский, Уриско-Дараллагезский и Гегамский.	ненным среднегорным рельефом — Алавердский, Ноемберянский, Иджеванский и Шамшадинский районы. 3. Сильно эродированные возвышенности с оголенными щебенчатыми склонами, густо прорезанные узкими и глубокими бороздами сухих ущелий и оврагов — бассейны средних течений рек Арпа, Веди, Азат. 4. Сильно эродированные кустобразные, разбитые сбросами известняковые хребты — Урицкий и Дараллагезский. 5. Тип рельефа, сложенный кембрийско - докембрийскими метаморфическими сланцами — южная часть Зангезурского и большая часть Пахкунийского хребтов.	линиальных отложений. Последние распространены в бассейнах и конусах выносов рр. Касах, Азат, Веди, Мармарик и др. 2. Трещинные воды, объединяющие воды коры выветривания осадочного комплекса, литологических и тектонических трещин.	В зоне вершин проявляются процессы морозного и снежного выветривания. Здесь отмечаются ополизневые процессы, которые по происхождению поверхности скольжения относятся, в основном, к асеквентным. Выветривание горных пород происходит интенсивное. Отмечаются волновые формы выветривания. На крутых склонах отмечаются осыпи.	ные и др.). При этом следует строго учитывать генетические типы трещин и трещиноватость пород. При проходке деривационных сооружений решающее значение будет иметь характер и строение склонов. Сложные геологические условия региона вынуждают проводить детальные инженерно-геологические и другие специальные исследования с затратой больших средств.	вают широкие речные долины, сложенные мощными аллювиально пролювиальными отложениями. При сооружении гидротехнических объектов на конкретных участках сейсмичность должна быть скорректирована в зависимости от уровня грунтовых вод и мощности отложений.
3	Инженерно-геологический регион наложенных впадин	В геологическом строении Среднеараксинской котловины принимают участие песчано-глинистые морские отложения нижнего и среднего олигоцена, молассовые континентальные образования верхнего олигоцена и нижнего миоцена, мощные соленосные свиты среднего и верхнего миоцена, несогласно перекрытые озерно-речными и континентальными образованиями плиоцена и постплиоцена. Ширакская котловина сложена озерно-речными песчано-глинистыми отложениями и прослаивающими их лавовыми и туфовыми образованиями нижнего плиоцена и постплиоцена. Севанская котловина, заполненная водой, в геологическом отношении или инженерно-геологических условий никакого значения не имеет.	Выделенный регион объединяет Среднеараксинскую, Ширакскую и Севанскую котловины. Среднеараксинская котловина представляет крупный межгорный синклинальный прогиб, осложненный крупным погребенным горстовым поднятием эопалеозойского консолидированного субстрата, разделяющим котловину на два прогиба — Ереванский и Нижнекуринский, фундаментом которых служат метаморфические породы коледонского субстрата. Ширакская котловина типичная наложенная впадина, фундаментом которой служит западное продолжение Арзаканского кристаллического массива. Севанская котловина представляет собой обширный синклинорий, осложненный продольными сбросами.	Указанный регион представлен аккумулятивными формами рельефа, среди которых различают: 1. Аллювиально-пролювиальные равнины — Памбакская от Джаджура до Кировакана; равнины в верховьях рр. Аргичи, Ахурян, Тарсагет, Агстев и др. 2. Озерно-речные равнины. К ним относится среднее течение р. Аракс, сложенное озерно-речными отложениями, перекрытыми пролювиальными и делювиальными наносами и Мазринская равнина. 3. Озерно-речные и флювиогляциальные равнины на основе вулканических пород. Это древние речные долины, подпруженные потоками лав поздних излияний, превращенные в запрудные озера и заполненные флювиогляциальными отложениями. К ним относятся Апаранская, Ширакская и Лорийская равнины.	Регион наложенных впадин, в основных чертах геологического строения и гидрогеологических условий проявляет исключительное сходство. Областью питания подземных вод котловин являются окаймляющие их горные хребты, сложенные трещиноватыми базальтами и андезито-базальтами, которые обладают весьма высокой водопроводящей способностью. Глубина залегания грунтовых вод незначительна, поэтому происходит интенсивное испарение воды. В Арминской котловине вскрыты артезианские бассейны на глубинах от 35 до 180 м. Эти воды широко используются в народном хозяйстве. По химическому составу артезианские воды Араратской котловины относятся к гидрокарбонатно-кальциевому типу.	Регион характеризуется аккумулятивными процессами. Продукты выветривания горных пород, слагающих горные вершины, под воздействием тех или иных агентов сносятся в пониженные части рельефа. Заболоченность наблюдается как на участках пойм речных долин, особенно в период весенних паводков, так и на участках, где грунтовые воды залегают очень близко от поверхности земли. Из физико-геологических процессов необходимо отметить пустынное выветривание и процессы засоления грунтов, которые происходят в результате интенсивного испарения грунтовых вод, залегающих на незначительной глубине. В результате образуются солончаки (такыры).	Основаниями гидротехнических сооружений региона наложенных впадин будут служить рыхлообломочные отложения аллювиально-пролювиального генезиса и связанные породы озерных отложений. Основное внимание необходимо уделять фильтрационным потерям под плотины, из водохранилищ, вопросам подтопления полезных территорий и прогнозу возникновения заболоченных участков, в связи с повышением уровня грунтовых вод при подпоре их. Одним из основных вопросов является прилив воды в котлованы и устойчивость склонов бортов котлованов, а также допускаемые нагрузки на грунт. При исследовании глинистых пород необходимо дать определение вероятной осадки сооружений. В предгорных частях региона широко распространены белоземы.	Регион наложенных впадин наиболее сейсмоактивный район Армении. Здесь происходили сильнейшие землетрясения в 851, 869, 893 гг., разрушившие древнюю столицу Армении — г. Двин. Землетрясением 1679 г. был разрушен ряд поселков Приереванского района. Разрушительные землетрясения отмечались в Ленинаканском районе в 1132 и 1926 гг. Сейсмичность региона оценивается в 8 баллов. Исключение составляет Севанская котловина, где разрушительных землетрясений не отмечалось. Сейсмичность этой территории оценивается в 7 баллов. На заболоченных участках Араратской долины сейсмичность должна быть повышена на 1 балл.

положен Шагапский синклинорий второго порядка, сложенный породами эоцена и олигоцена.

б) Область предмеотической и послепонтической складчатости (неогеновые наложенные впадины).

Данная область, выделенная нами в инженерно-геологический регион наложенных впадин, объединяет Среднеараксинскую (Араратская и Нахичеванская) и Ширакскую (Ленинаканская) котловины и Севанскую впадину.

По данным А. А. Габриеляна, Среднеараксинская котловина в тектоническом отношении представляет крупный межгорный синклинальный прогиб, заполненный песчано-глинистыми морскими отложениями нижнего и среднего олигоцена, молассовыми континентальными образованиями верхнего олигоцена и нижнего миоцена, мощными соленосными свитами среднего и верхнего миоцена, несогласно перекрытыми озерно-речными и континентальными образованиями плиоцена и постплиоцена.

В центральной части описываемой котловины установлено наличие крупного погребенного горстового поднятия эопалеозойского консолидированного субстрата северо-западного простирания, который разделяет северо-западную часть Среднеараксинской котловины на два прогиба — Ереванский и Нижнеахурянский, фундаментом которых служат метаморфические породы каледонского субстрата.

Юго-восточная часть Среднеараксинской котловины двумя поперечными поднятиями в районах ст. Арарат'и Волчьих ворот делится на два прогиба — Нахичеванский и Садаракский, фундаментом которых являются интенсивно дислоцированные породы среднего и верхнего палеозоя.

В структурном отношении упомянутые прогибы представляют типичные наложенные синклинальные мульды, заполненные мощными отложениями миоцена.

Таким образом, Среднеараксинская котловина в тектоническом отношении не является единой структурой, а состоит из четырех наложенных синклинорных мульд—Нижнеахурянской, Ереванской, Садаракской и Нахичеванской, разделенных поперечными горстовыми и антиклинальными поднятиями — Паракар-Егиджинским, Араратским и Волчьих ворот.

Ширакская котловина в структурном отношении представляет типичную наложенную впадину, которая сложена синклинально залегающими озерно-речными песчано-глинистыми отложениями и прослаивающими их лавовыми и туфовыми образованиями верхнего плиоцена и постплиоцена.

Фундаментом Ширакской котловины, по представлению А. А. Габриеляна, служит западное продолжение Арзаканского кристаллического массива. Это предположение подтверждается тем фактом, что для Ширакской котловины характерен гравитационный минимум, свойственный всему Арзаканскому кристаллическому массиву.

Началом прогибания и образования Ширакской и Среднеараксинской впадин А. А. Габриелян считает олигоценовое-миоценовое время.

Ширакская котловина по геологическому строению и истории развития весьма сходна со строением Араратской котловины и, естественно, об-

щие инженерно-геологические свойства горных пород, слагающих котловины должны быть значительно близки.

Вышеизложенное дает нам основание, по общности природных условий, объединить Ширакскую и Араратскую котловины и рассматривать их как единый инженерно-геологический регион наложенных впадин.

в) Структуры, созданные новейшей тектоникой.

Молодые тектонические движения создали современный высокогорный рельеф, выражающийся в сводообразных антиклинальных поднятиях массива г. Арагац, Цахкуняцского, Гегамского, Варденисского и др. хребтов и формировании синклинальных прогибов: Среднеараксинского, Ширакского, Севанского и других.

Указанные хребты сложены мощным комплексом плиоценовых, а по периферии — постплиоценовых лав и их пирокластов.

Молодые синклинальные прогибы сложены плиоцен-плейстоценовыми озерными отложениями, прослаивающимися лавовыми потоками и перекрывающими их аллювально-пролювиальными наносами.

Фундамент массива г. Арагац сложен породами докембрия-полеозоя и, частично, верхнего мела и палеогена.

Фундаментом Гегамского поднятия служит средне-палеозойский и каледонско-докембрийский субстрат.

По мнению А. А. Габриеляна, все вышеперечисленные крупные вулканические массивы можно считать насаженными на палеозойский жесткий субстрат.

Структуры, образованные в результате новейших тектонических движений, по геологическому строению и истории развития однотипны, что дает нам основание отнести их к одному инженерно-геологическому региону вулканических нагорий.

Таким образом, основываясь на структурно-тектонических особенностях Армянского тектонического комплекса и на возрастной структурной схеме комплексов, нами выделены следующие инженерно-геологические регионы первого порядка:

I. Регион складчато-глыбовых гор;

II. Регион наложенных впадин;

III. Регион вулканических нагорий.

Ниже в виде таблицы приводятся характеристики инженерно-геологических регионов Армении и их инженерно-геологических условий.

Ереванский политехнический
институт им. К. Маркса

Поступила 27.XI 19 62

Ա. Շ. ՎՈՍԿԵՐՉՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԿՈՄՊԼԵԿՍԻ ԻՆԺԵՆԵՐԱ-ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ՌԵԳԻՈՆՆԵՐԻ ԱՆՋԱՏՄԱՆ ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐ-ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ՀԱՏԿԱՆԻՇՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Ինժեներա-երկրաբանական շրջանացման ժամանակ Ի. Վ. Պոպովը առաջարկում է ռեգիոնները անջատել գեոտեկտոնական հատկանիշների հիման վրա։

Հայկական տեկտոնական կոմպլեքսը ինժեներա-երկրաբանական ռեգիոնների բաժանման համար մեր կողմից ընդունվել է վերոհիշյալ մեթոդիկան։ Այսինքն, հիմնվելով ստրուկտուրա-տեկտոնական հատկանիշների վրա, մենք անջատում ենք ինժեներա-երկրաբանական ռեգիոններ, որոնք Հայաստանի կենտրոնական հրաբխային բարձրավանդակում և նրան հարող շրջաններում մանր հիդրոկայանների և ջրամբարների կառուցման համար ունեն միատեսակ ինժեներա-երկրաբանական պայմաններ։

Ինժեներա-երկրաբանական ռեգիոնների անջատման համար ընդունված է Ա. Հ. Գաբրիելյանի (1959 թ.) սխեման, որի համաձայն տեկտոնական զարգացման յուրաքանչյուր էտապին համապատասխանում են նստվածքային և էֆուզիվ ապարների որոշակի ֆորմացիաներ, հաշվի առնելով նրանց հատակը և ձևավորման պատմությունը։

Այսպիսով, հիմնվելով Հայկական տեկտոնական կոմպլեքսի ստրուկտուրա-տեկտոնական առանձնահատկությունների և կոմպլեքսների հատակային ստրուկտուրային սխեմանների վրա, մեր կողմից անջատված են առաջին կարգի հետևյալ ինժեներա-երկրաբանական ռեգիոնները.

1. Մալքավոր-բեկորային լեռների ռեգիոն

2. Վերադիր իջվածքների ռեգիոն

3. Հրաբխային բարձրավանդակի ռեգիոն

Վերը ազյուսակի ձևով բերված է Հայաստանի ինժեներա-երկրաբանական ռեգիոնների բնութագիրը և նրանց ինժեներա-երկրաբանական պայմանները։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Асланян А. Т.** Региональная геология Армении. 1958.
2. **Габриелян А. А.** О тектоническом районировании Армении. Вопросы геологии и гидрогеологии Армении, 1956.
3. **Габриелян А. А.** Основные вопросы тектоники Армении, 1959.
4. **Думитрашко Н. В.** Основные черты рельефа и морфологическое районирование Армении. Тр. ин-та географии АН СССР, вып. 74, 1958.
5. **Николаев Н. И.** Основные вопросы региональной инженерной геологии и районирование Южного Заволжья. Диссертационная работа.
6. **Органов М. Г.** К вопросу об инженерно-геологическом районировании горных стран. Сообщение Дальневосточного филиала АН СССР, вып. № 6, 1954.
7. **Попов И. В.** Опыт инженерно-геологического районирования территории Европейской части СССР по признаку строения речных долин. Фонды МГРИ, 1948.

8. **Попов И. В.** Принципы инженерно-геологического картирования и районирования территорий. Геология и разведка, № 8, 1961.
9. **Попов И. В.** Инженерная геология СССР, 1961.
10. **Саваренский Ф. П.** Инженерная геология, 1937.
11. **Трофимов И. И.** Региональная инженерная геология, «Советская геология», сб. 40, 1949.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխատ. գիտ. XV, № 4—5, 1963 Геологич. и географич. науки

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

Э. А. КЮРЕГЯН

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАЛЫХ КОЛИЧЕСТВ СВИНЦА В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ И В ВОДНЫХ ВЫТЯЖКАХ ИЗ ПОЧВ НОВЫМ РЕАКТИВОМ «ПЛЮМБОН-ИРЕА»

Перспективные методы геохимических поисков различных элементов, получившие в последнее время большое развитие, требуют в первую очередь применения таких методов химического анализа, которые, ускоряя процесс определений, при этом сохраняли бы чувствительность, а по простоте были бы доступны в полевых условиях.

Методов для определения различных количеств свинца существует очень много. Наиболее чувствительным в настоящее время, методом определения свинца в микрограммовых содержаниях является дитизоновый метод с применением 10% раствора цианистого калия. Последний ядовит и работа с ним вызывает большие трудности.

Всесоюзным научно-исследовательским институтом химических реактивов синтезирован и предложен новый реактив для определения свинца колориметрическим методом — «Плюмбон-Ирea», образующий со свинцом при pH—9,0 соединение оранжевого цвета.

О возможности применения этого реактива к тем или иным видам пород, руд, типам почв или же к природным водным растворам указаний не имеется.

Новый реактив был испробован нами на стандартном растворе свинца, а затем на пробах вод и на водных вытяжках из почв, отобранных с полиметаллических месторождений Армянской ССР.

Чувствительность реактива «Плюмбон-Ирea» проверялась на стандартном растворе $Pb(NO_3)_2$, содержащем в 1 мл—1 мкг свинца.

Табл. 1. показывает чувствительность реактива.

Таблица 1

Взято ст. р-ра $Pb(NO_3)_2$ с сод. Pb^{++} в *мкг*	Получено Pb^{++} в *мкг*	
	дитизон. методом	„Плюмбон-Ирea"
0,5	0,5	не обн.
1,0	1,0	не обн.
2,0	2,0	не обн.
3,0	3,0	3,0
4,0	4,0	4,0

Окраска хорошо заметна при содержании в растворе трех микрограммов свинца. Этим количеством определяется чувствительность реактива «Плюмбон-Иреа».

Определению свинца реактивом «Плюмбон-Иреа» мешают: медь, цинк, железо, молибден.

Для выяснения верхнего и нижнего пределов содержания в испытуемом растворе меди, цинка, железа и молибдена, мешающих определению свинца, мы провели определение его в соответствующих стандартных растворах-сернокислой меди, хлористого цинка, хлорного железа и молибденовокислого аммония.

Определения контролировались дитизоновым методом с применением цианистого калия.

Содержание свинца в этих стандартных растворах равно 3 мкг в 1 мл раствора.

Нижеприводимые данные, полученные в результате определения свинца двумя методами — дитизоновым и с помощью «Плюмбон-Иреа» в стандартных растворах, показывают те количества ионов меди и цинка, которые, присутствуя в испытуемых растворах, мешают определению свинца реактивом «Плюмбон-Иреа».

Таблица 2

Влияние Cu^{++} и Zn^{++} на окраску „Плюмбон-Иреа"

Взято	Содержится в растворе		Получено
	В микрограммах		
Pb^{++}	Cu^{++}	Zn^{++}	Pb^{++}
3,0	1,0	1,0	2,9
3,0	3,0	3,0	2,8
3,0	5,0	5,0	3,0
3,0	8,0	8,0	3,0
3,0	10,0	10,0	2,9
3,0	13,0	13,0	3,0
3·0	15,0	15,0	2,9
3,0	18,0	18,0	2,8
3,0	20,0	20,0	2,9
3,0	23,0	23,0	изменение окраски
3,0	25,0	25,0	изменение окраски

Как показывают приведенные данные, окраска «Плюмбон-Иреа» меняется при наличии в исследуемых растворах свыше 20 мкг ионов меди и цинка. Как указывалось выше, помимо ионов меди и цинка, мешают определению свинца также железо и молибден.

Для определения количества их также проводилось определение свинца в соответствующих стандартных растворах—хлорного железа и молибденовокислого аммония.

Следующие данные показывают какие количества железа и молибдена мешают определению свинца.

Как показывают полученные данные, наличие в испытуемом растворе

Таблица 3

Влияние ионов $Fe^{...}$ и $MoO_4^{\cdot}$ на окраску „Плюмбон-Ирея"

Взято	Содержатся в растворе		Получено
В микрограммах			
$Pb^{..}$	$Fe^{...}$	$MoO_4^{\cdot}$	$Pb^{..}$
3,0	1,0	1,0	3,0
3,0	3,0	3,0	3,0
3,0	5,0	5,0	2,9
3,0	8,0	8,0	2,9
3,0	10,0	10,0	Изменение окраски
3,0	13,0	13,0	Изменение окраски

свыше 10 мкг железа и молибдена разрушает окраску «Плюмбон-Ирея», что делает невозможным вести дальнейшее определение свинца.

Для связывания меди рекомендуется применять 50% раствор тиомочевины, цинка — 10% раствор железистосинеродистого калия.

Для полного связывания железа хорошо применять 2—3% раствор щавелево-кислого аммония. Однако, как показала практика наших работ, прибавлять раствор $(NH_4)_2C_2O_4$ можно только в количестве 0,2—0,3 миллилитров, так как большее количество ослабляет окраску «Плюмбон-Ирея». Поэтому, если железо, присутствующее в растворе, не полностью связывается прибавлением 0,2—0,3 мл раствора $(NH_4)_2C_2O_4$, его следует выделить из раствора несколькими каплями аммиака.

Таким образом, определение свинца в водах и в водных вытяжках из почв, в присутствии меди, цинка, железа и молибдена, производится следующим образом:

Объем испытуемого раствора в количестве 3—5 мл помещают в пробирку на 20 мл, подкисляют 1—2 каплями 0,1 н HCl, прибавляют 2 мл раствора железистосинеродистого калия, перемешивают, приливают 3 мл раствора буры (для получения величины pH раствора ~8,0). Затем прибавляют 2 мл 0,05% водного раствора «Плюмбон-Ирея», уравнивают объемы до 15—20 мл, перемешивают. Полученную окраску сравнивают со шкалой стандартных растворов, приготовленных одновременно с пробами. Таким же образом готовят холостую пробу.

Если определение свинца проводят в водных вытяжках, то холостую пробу нужно готовить на растворе водной вытяжки, не содержащей свинец; тогда окраска полностью соответствует окраске испытуемых проб.

Выводы

1. Реактив «Плюмбон-Ирея» возможно применять при определении свинца в водах и в водных вытяжках.

2. Реактив можно применять при определении свинца до сотых миллиграмма.

3. Определению свинца мешают: свыше 20 мкг/л/100 г почвы меди и цинка и свыше 8 мкг/л/100 г почвы железа и молибдена.

4. Небольшой объем испытуемого раствора (3—5 мл) дает возможность рекомендовать применение этого метода при гидрохимических поисках на свинец.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 11.III 1961.

Է. Ա. ԿՅՈՒՐԵՂՅԱՆ

ՋՐԵՐՈՒՄ ԵՎ ՀՈՂԻ ՋՐԱՅԻՆ ՄՁՎԱԾՔՆԵՐՈՒՄ ԿԱՊԱՐԻ ՓՈՔՐ ՔԱՆԱԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՈՐՈՇՈՒՄԸ «ՊԼՅՈՒՄԲՈՆ-ԻՐԵԱ» ՆՈՐ ՌԵԱԿՏԻՎԻ ՄԻՋՈՑՈՎ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում արծարծվում է կապարի փոքր քանակությունների որոշումը ջրերում և հողերի ջրային մզվածքներում «Պլյումբոն-իրեա»-ի նոր ռեակտիվի միջոցով։

Մեթոդի զգայնությունը ստուգված է ստանդարտ լուծույթի վրա։ Ռեակտիվի զգայնությունը հավասար է 3 մկգ. կապարի։ Որոշմանը խանգարում են պղինձը, ցինկը, երկաթը և մոլիբդենը, որի համար յուրաքանչյուր էլեմենտը փորձարկվել է իր ստանդարտ լուծույթով (ծծմբաթթվային պղնձի, երկաթի քլորիդի, ցինկի քլորիդի և ամոնի-մոլիբդենաթթվի լուծույթներով)։ Հոդվածում տրվում է աղյուսակ, որտեղից երևում է, թե խանգարող էլեմենտների տարբեր քանակությունները ինչպիսի ազդեցություններ են գործում ջրերում և հողերի ջրային մզվածքներում կապարի որոշման վրա։ Խանգարող էլեմենտները կապելու համար առաջարկվում է ավելացնել տարբեր կոնցենտրացիաների և տարբեր քանակությունների մի շարք լուծույթներ, որոնք նշված են հոդվածում։ Հոդվածի վերջում նկարագրվում է կապարի որոշման անալիտիկ ընթացքը, որը կարելի է օգտագործել կապարի հիդրոքիմիական որոնումների ժամանակ։

ЛИТЕРАТУРА

1. Методы определения микроэлементов. Под ред. А. В. Виноградова, М.—Л., 1950.
2. Основные указания по аналитическому применению нового реактива «Плюмбон-Ирea». Рук. Мин. химической промышленности СССР и Главного Управления, 1956.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 4—5, 1963 Геологич. и географич. науки

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

Н. М. ЧЕРНЫШОВ, Г. В. ШРАМКОВА

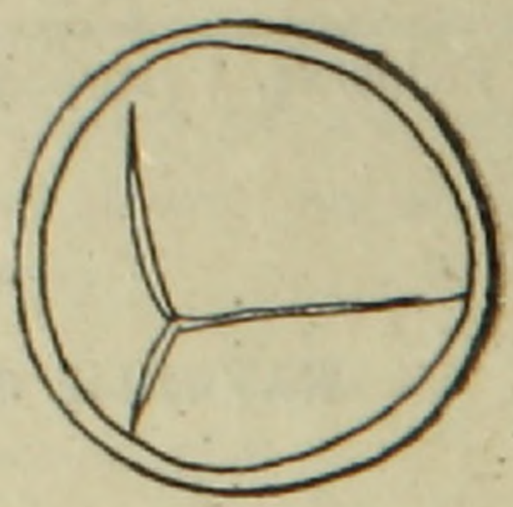
О НАХОДКЕ ПЕРЕОТЛОЖЕННОГО ВЕРХНЕДЕВОНСКОГО КОМПЛЕКСА СПОР В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ АЛАВЕРДСКОГО РАЙОНА

В стратиграфическом разрезе Алавердского рудного района, располагающегося в северо-западной части Сомхето-Карабахской геотектонической зоны Малого Кавказа [8], главная роль принадлежит юрским вулканогенным и вулканогенно-осадочным отложениям, детально описанным в ряде работ [2, 1, 8, 10].

Споро-пыльцевому анализу были подвергнуты наиболее древние члены стратиграфического разреза—отложения дебедачайской свиты, или так называемые «нижние порфириты» [5], лишенные фаунистических остатков и лишь по аналогии с соседними районами указанной зоны относящиеся к низам средней юры [1, 5, 8, 10]. Эта свита, так же как и находящаяся с ней в сложных фациальных соотношениях рудовмещающая толща кварцевых плагиопорфиров Ахталы [6, 10], является весьма неоднородной по литологическому составу [10]. Наряду с количественно преобладающими эффузивами (андезитовые, диабазовые, дацитовые порфириты) и их пирокластическими продуктами, в ее разрезе присутствуют туфогенно-осадочные породы, в которых было установлено наличие спор и пыльцы.

Туфогенно-осадочные отложения (туффиты и туфогенные песчаники) в дебедачайской свите встречаются почти повсеместно и в различных ее частях, неоднократно переслаиваясь с эффузивными и пирокластическими образованиями. Более широко, однако, туффиты и туфогенные песчаники распространены в средней части разреза свиты, слагая между Шамлугом и Ахталой совместно с туфами достаточно выдержанный горизонт мощностью свыше 100 м.

Туффиты, так же как и связанные с ними постепенными переходами туфогенные песчаники, представляют собой зеленовато-серые или фиолетово-серые мелко- или среднезернистого строения породы, обломочный материал в которых представлен андезитовыми, дацитовыми и диабазовыми порфиритами и их основной массой, а также осколочными зернами плагиоклаза, кварца, темноцветных и рудных минералов, апатита и рутила. Соотношения между различными по составу и происхождению частицами в туффитах и туфогенных песчаниках меняются в широких пределах. В первых из них заметно преобладает обломочный материал вулканического происхождения (50—60% объема породы). В туфогенных пес-

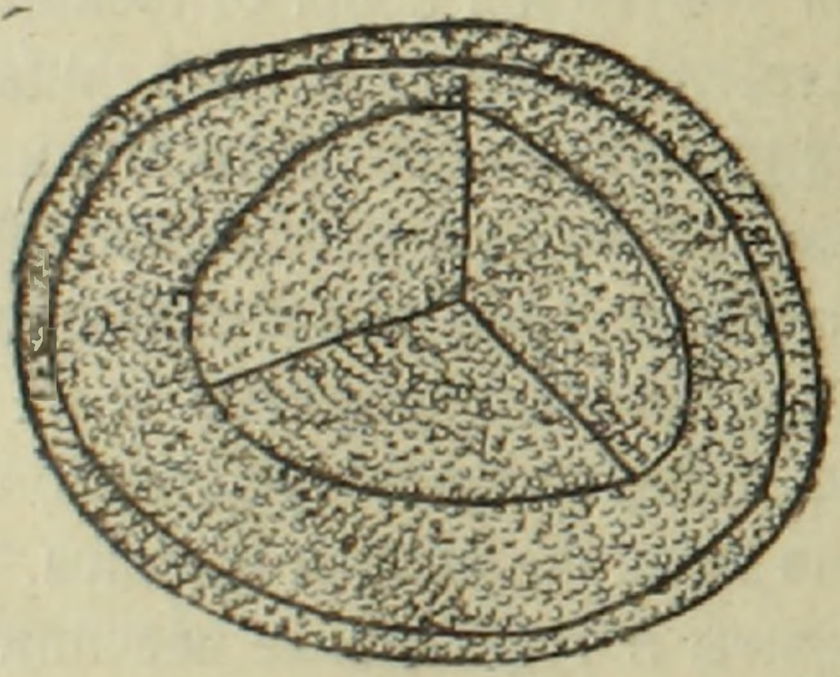


1

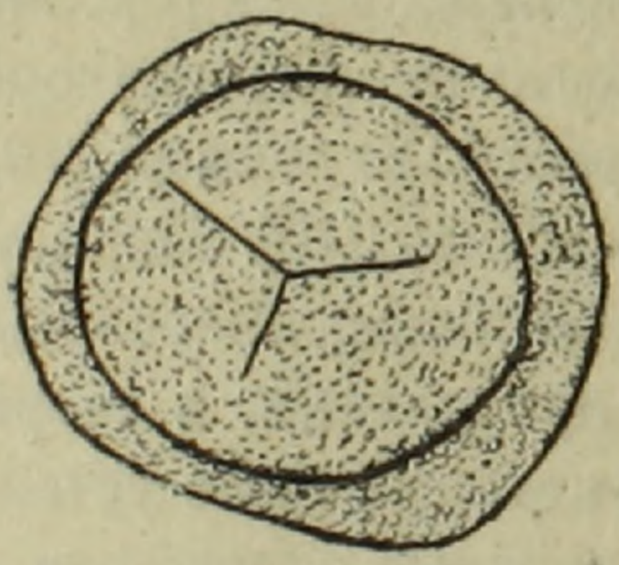
2

3

4



5



6

увеличение × 500

1-2 - Stenozonotziletes Naum

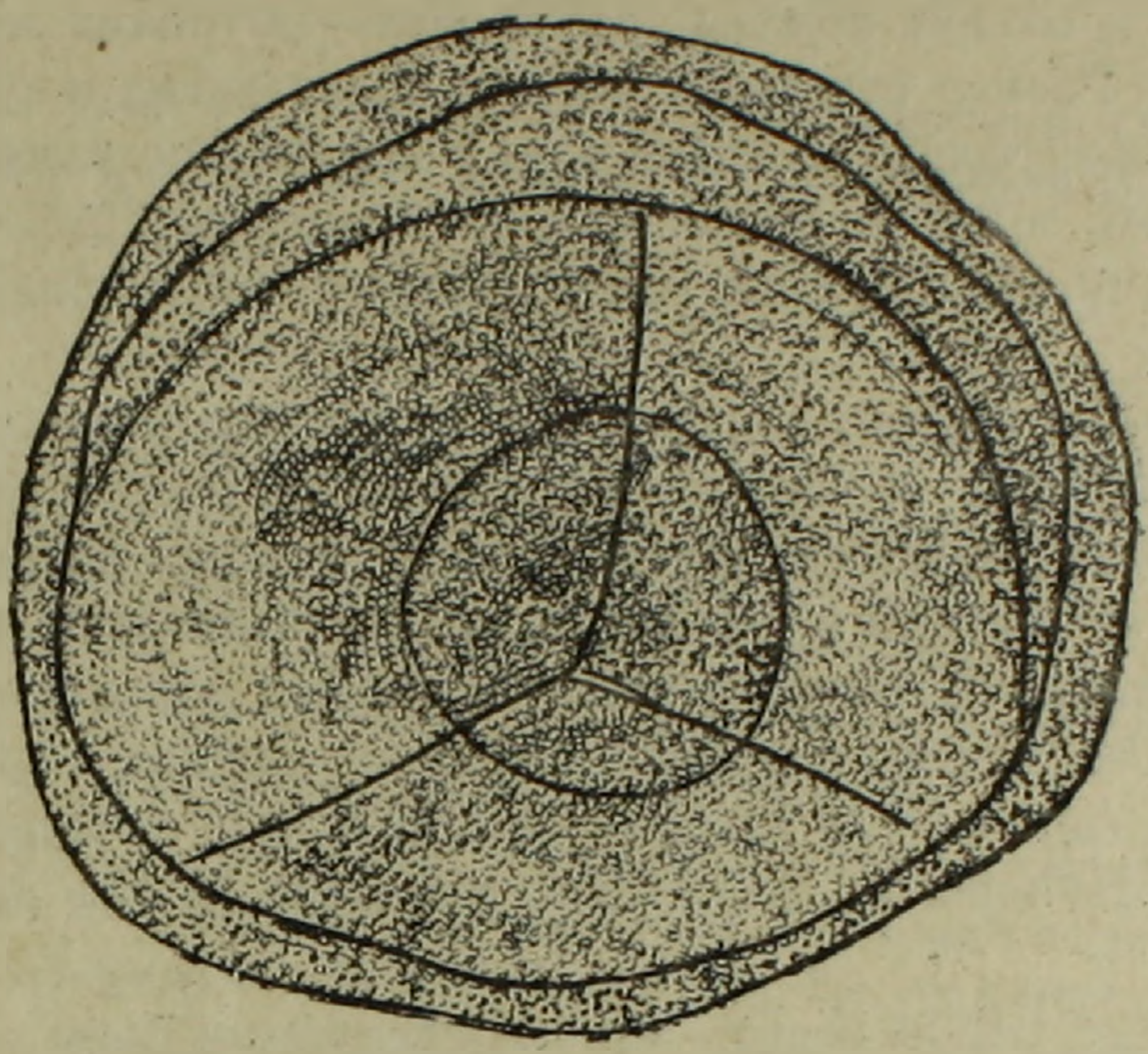
3 - Zophozonotziletes crassatus Naum

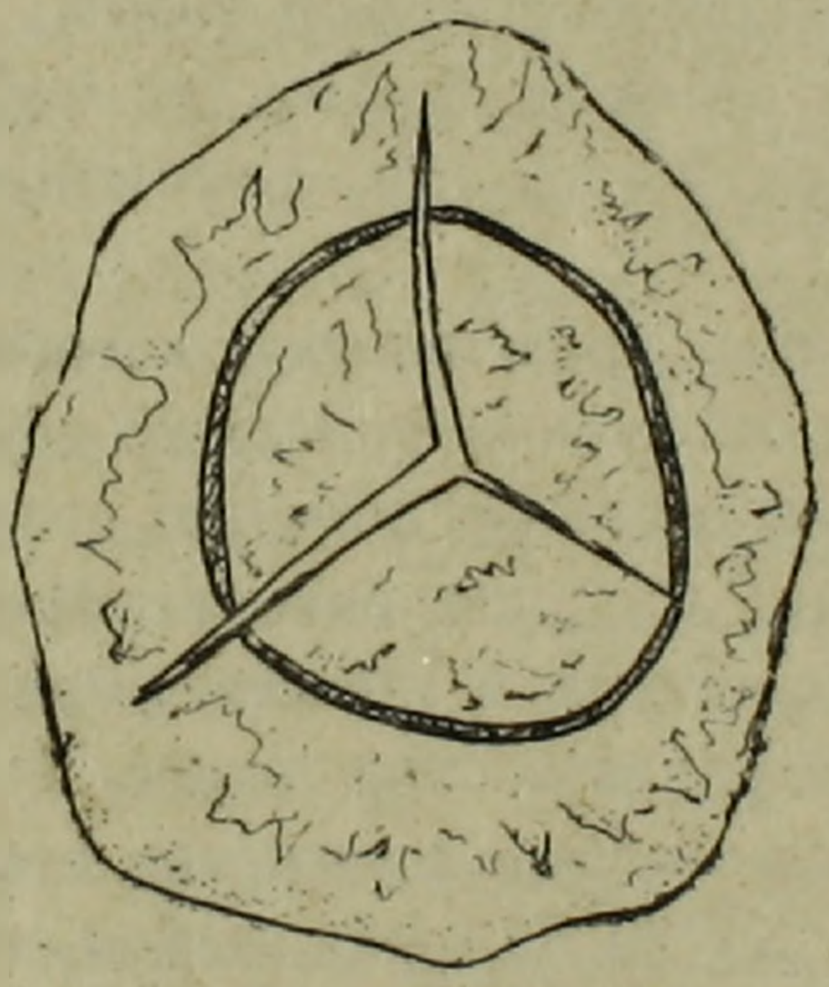
4 - Zophozonotziletes grumosus Naum

5 - Archaeozonotziletes micromanifestus Naum.

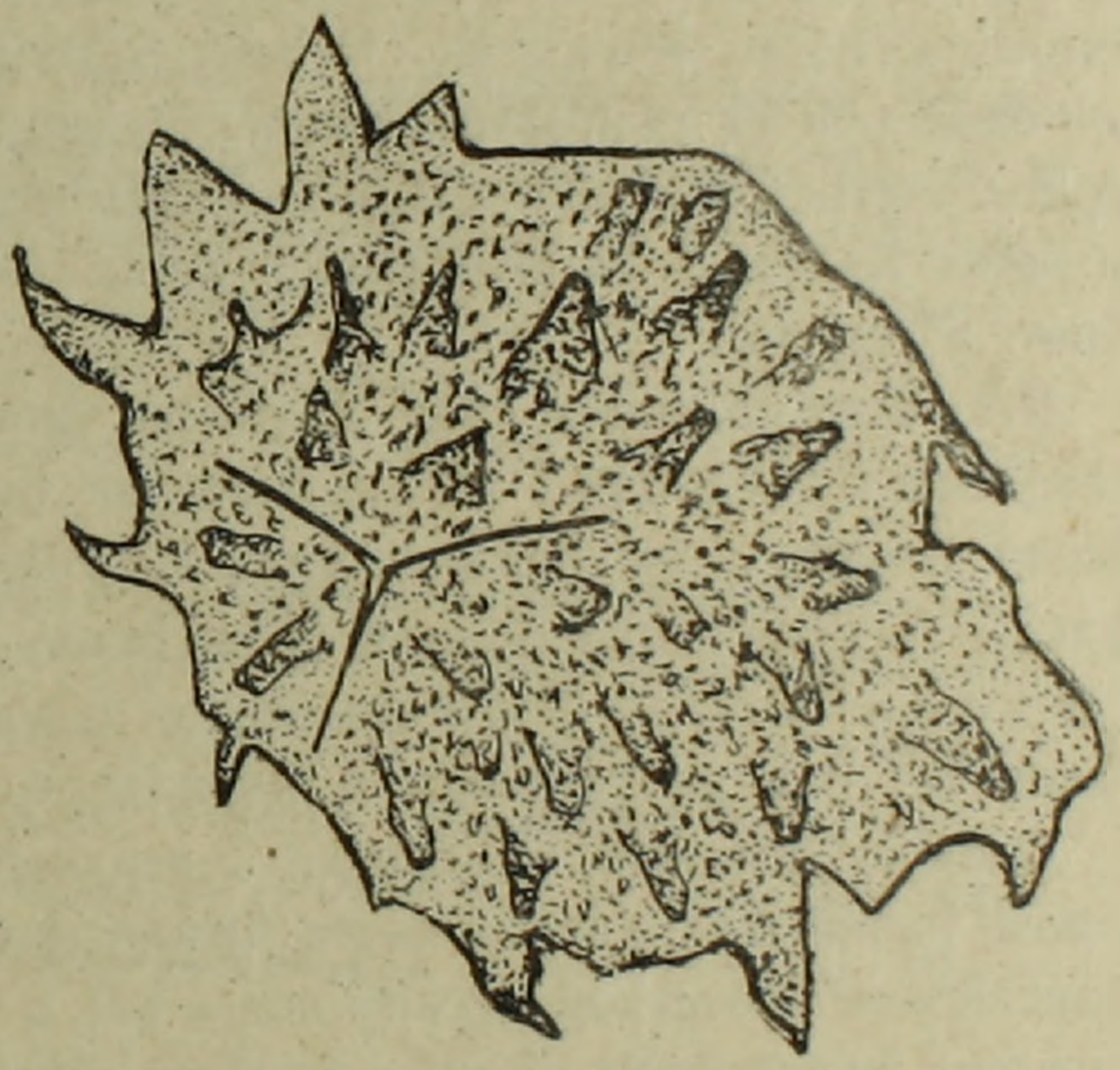
6 - Archaeozonotziletes Naum

Таблица 1. Главнейшие представители переотложенного верхнедевонского комплекса спор.





2



3

Увеличение × 500

1 - Archaeozonotriletes maczomanifestus Naum.

2 - Hymenozonotriletes Naum.

3 - Archaeozonotriletes muna fedus Naum

Таблица 2. Главнейшие представители переотложенного верхнедевонского комплекса спор.

чаниках свыше 50% объема породы представлено частицами терригенного происхождения. Размер отдельных частиц, обладающих в туфогенных песчаниках несколько лучше по сравнению с туффитами окатанностью, колеблется от сотых долей до нескольких миллиметров. Грубозернистые разности являются грубослоистыми, более мелкозернистые обнаруживают тонкую слоистость.

Споро-пыльцевому анализу подвергались различные по гранулометрическому составу туффиты и туфогенные песчаники, взятые из буровых скважин и подземных горных выработок Ахталы по всему разрезу дебедчайской свиты. Однако споры и пыльца были констатированы лишь в 10 из 30 анализированных образцов туфогенно-осадочных пород и преимущественно в мелкозернистых туфогенных песчаниках нижних и средних частей разреза свиты (штольня № 7, штрек № 2, 40-й метр от устья и штрек № 9, близ забоя; скважина № 161, 2—5 м, скважина № 194, 45—48 м и другие).

В этих породах установлены: Rp. Archaeozonotriletes Naum. с Archaeozonotriletes macromanifnstus Naum.; Stenozonotriletes Naum. с Stenozonotriletes laevigatus Naum.; Stenozonotriletns extensus Naum.; Lophozonotriletes concessus Naum.; Lophozotriletes gramosus Naum.; rp. Lophozonotriletes Naum. с Lophozonotriletes crassatus Bolkh.; rp. Archaeotriletes Naum. с Archaeotriletes muna fidus Naum., rp. Lochotriletes Naum. и другие.

Весь этот комплекс спор, наиболее типичные представители которого приведены в таблицах 1 и 2, характерен для отложений франского яруса девона. Вместе с тем наличие в тех же анализированных образцах спор и пыльцы мезозойского облика (Gleichenia sp.. Caytonia oncodes Harr.) и несколько других форм семейства (Cyatoneaceae и Pinaceae) свидетельствует о переотложенном характере комплекса спор девона.

Следует заметить, что средне- и верхнепалеозойские отложения, столь широко развитые в южной части Армянской ССР [3, 7], в так называемой Араксинском оротектоническом поясе [2], в Сомхето-Карабахской зоне, по существу, не известны. Лишь в крайней северо-западной части этой зоны, в пределах среднего течения р. Храми в самые последние годы П. Д. Гамкрелидзе, М. М. Рубинштейном и Н. И. Схиртладзе [9] на основании изучения фаунистических остатков и ископаемой флоры было установлено наличие средне- и верхнекаменноугольных и пермских отложений, залегающих на размытой поверхности метаморфического комплекса верхнего протерозоя- нижнего палеозоя и трансгрессивно перекрывающихся фаунистически охарактеризованной толщей нижней юры. Обнаружение в составе юрских туфогенно-осадочных отложений Алавердского района переотложенного комплекса спор девона позволяет предположить, что породы перми и карбона были, очевидно, не единственными среди палеозойских отложений, питавших обломочным материалом северо-западную часть юрского бассейна Сомхето-Карабахской зоны.

Воронежский государственный университет

Поступила 21.II 1963.

Ն. Մ. ՉԻՐՆԻՇՈՎ, Գ. Վ. ՇՐԱՄԿՈՎԱ

ՕՎԱՎԵՐԴՈՒ ՇՐՋԱՆԻ ՅՈՒՐԱՅԻ ՀԱՍԱԿԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐՈՒՄ ՎԵՐԻՆ ԴԵՎՈՆՅԱՆ ԾԱՂԿԱՓՈՇԵՀԱՏԻԿՆԵՐԻ ԿՈՄՊԼԵՔՍԻ ՀԱՅՏՆԱԲԵՐՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Բեղմնիկա-ծաղկափոշեհատիկային անալիզի են ենթարկվել 30 նմուշներ սպորեր գրանուլոմետրիկ կազմի տուֆիտներից և տուֆոգեն ավազաքարերից, որոնք վերաբերվում են ստրատիգրաֆիական կտրվածքի ամենահին մասին, այսինքն Դևոնյան շերտախմբին, որը զուրկ է ֆաունայի մնացորդներից: Այդ նմուշները վերցրվել են Ախթալայի հորատանցքերից և ստորեկրյա փորվածքներից, ըստ շերտախմբի ամբողջ կտրվածքի:

Բեղմնիկների և ծաղկափոշեհատիկների ներկայությունը հաստատված է հրաբխածին նստվածքային ապարների 10 նմուշներում, գլխավորապես մանրահատիկ տուֆոգեն ավազաքարերում, որոնք վերցրված են շերտախմբի ստորին և միջին մասերից (շտոլնյա № 7, շտերկներ №№ 2 և 9, հորատանցքեր №№ 161, 194 և այլն):

Այդ ապարներում հայտնաբերված են: Rp. Archaeosonotriletes Naum. c Archaeozonotriletes macromanifestus Naum.; Stenozonotriletes Naum. c Stenozonotriletes laevigatus Naum.; Stenozonotriletes extensus Naum.; Lophozonotriletes concessus Naum.; Lophosonotriletes grumosus Naum.; rp. Lophozonotriletes Naum. c Lophozonotriletes crassatus Bolks.; rp. Archaeotriletes Naum. c Archaeotriles muna fides Nanm.; rp. Lophotriletes Naum. u gryzue.

Սպորների ամբողջ այս կոմպլեքսը, որի ամենատիպիկ ներկայացուցիչները բերված են 1 և 2 աղյուսակներում, բնորոշ են դեվոնի ֆրանյան հարկի նստվածքների համար: Դրա հետ մեկտեղ այդ նույն նմուշներում մեզողոյան տնաքի Gleichenia sp., Caytonia oncodes Harr. *ծաղկափոշեհատիկների և մի քանի ուրիշ ընտանիքների* Cyatoneaceae u Pinaceae *բեղմնիքների ներկայությունը վկայում է դևոնի ծաղկափոշեհատիկների վերանաեցված բնույթի մասին:*

Դեվոնյան վերանաեցված ծաղկափոշեհատիկների կոմպլեքսի հայտնաբերումը Ալավերդու շրջանի յուրայի հրաբխածին-նստվածքային ապարներում թույլ է տալիս ենթադրել, որ վերջինս տարիներս Պ. Դ. Գամկրելիձեյի, Մ. Մ. Խուբինշտեյնի և Ն. Ի. Սիխրուլաձեյի (10) կողմից հաստատված պերմի և կարոնի հասակի ապարները հավանաբար պալեզոյան նստվածքների մեջ միակը չեն եղել, որոնք սնհլ են բարաբեկորային նյութով Սոմխեթա-Ղարաբաղի զոնայի յուրայի հասակի ավազանի հյուսիս-արևմտյան մասը:

ЛИТЕРАТУРА

1. **Азарян Н. Р.** Стратиграфическая схема юрских отложений Алавердского рудного района. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и географ. т. XII, № 8, 1959.
2. **Асланян А. Т.** Региональная геология Армении, Айпетрат, 1958.
3. **Аракелян Р. А.** Стратиграфия палеозойских отложений юго-западной Армении и прилегающих частей Нахичеванской АССР. Изд. АН АрмССР, 1952.

4. **Габриелян А. А.** Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН АрмССР, 1959.
5. **Грушевой В. Г.** Алавердское месторождение в Закавказье (его породы, руды и генезис). Тр. ГГРУ, вып. 1,. 1930.
6. **Малхасян Э. Г., Сопко П. Ф., Чернышов Н. М.** Новые данные о возрасте и условиях залегания кварцевых порфиров Северной Армении. ДАН АрмССР, т. XXVIII, № 2, 1959.
7. **Мкртчян С. С.** Зангезурская рудоносная область. Изд. АН АрмССР, 1958.
8. **Сопко П. Ф.** Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Изд. АН АрмССР, 1961.
9. **Схиртладзе Н. И.** Новые данные о верхнем палеозое Храмского массива. ДАН СССР, 130, № 1, 1960.
10. **Чернышов Н. М.** Среднеюрский вулканизм и петрохимические особенности его продуктов в пределах Ахтальского рудного поля. Сб. научн. трудов аспир. ВГУ, вып. 11, 1962.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 4—5, 1963 Геологич. и географич. науки

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

В. М. СААКЯН

РОЛЬ СУББУЛКАНИЧЕСКОГО МАССИВА В ФОРМИРОВАНИИ ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕННЫХ РУД

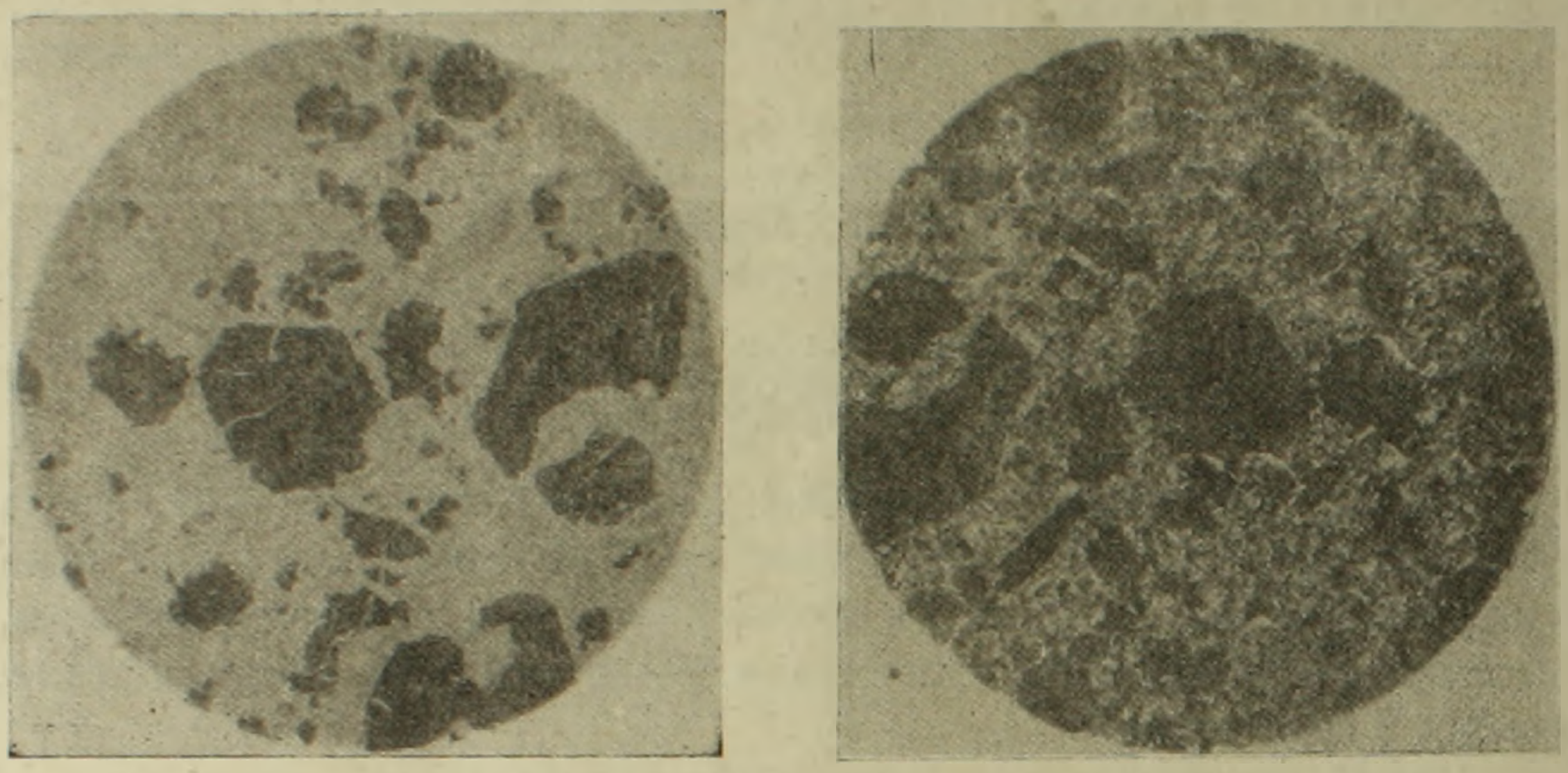
На широкой площади Лорийской равнины (Армянская ССР) среди вулканогенно-осадочной толщи среднего эоцена известны два типа свинцово-цинковых руд: пластовый и прожилковый. Они отличаются составом, текстурно-структурными особенностями, условиями локализации и размещением в пространстве.

Первый тип представлен рудными пластами, залегающими в толще туфопесчаников и прослеживающимися по простиранию на многие километры. Пласты отличаются от вмещающих пород повышенным содержанием карбонатов (доломит, сидерит, кальцит, родохрозит), эпидота и граната. Гранат и эпидот являются продуктами регионального метаморфизма. Рудная минерализация представлена сфалеритом, галенитом, пиритом, халькопиритом, гематитом. Туфопесчаники и рудные пласты отличаются повышенным, против кларкового, содержанием бария [4]. Для синхронных отложений центральной части Малого Кавказа характерно повсеместно повышенное содержание свинца [2]. В отношении генезиса руд пластового типа не существует единого мнения. Высказываются предположения о телетермальном, вулканогенно-осадочном и осадочном их происхождении [1, 3, 4, 5].

Второй тип представлен вкрапленными и прожилковыми рудами, приуроченными к крупному разрывному нарушению — взбросу. Породы вдоль этой тектонической структуры перемяты, раздроблены и гидротермально изменены (окварцевание, местами баритизация). Оруденение наблюдается только на участках, сложенных среднеэоценовыми рудоносными вулканогенно-осадочными породами. Региональная тектоническая структура контролирует внедрение ряда экструзивных массивов дацитового состава, которые не изменены и не содержат рудной минерализации. В экзоконтактовых зонах наблюдается прожилковое оруденение, которое сопровождается рассеянной вкрапленной минерализацией. Возможно, источником этих руд служила первичная сингенетическая минерализация в среднеэоценовой толще, подвергшейся метаморфическому изменению и перераспредению рудного вещества в ней под влиянием внедрившегося субвулканического массива (фиг. 1).

Такие вероятно эпигенетические руды рассматриваются на примере одного из участков, расположенного в 10 км от широко распространенных

пластовых руд, обнажающихся на поверхности. Соответствующие им горизонты отложений на данном участке залегают на глубине. Дациты здесь не обнажаются. На площади участка лежачее крыло разлома сложено



а б

Рие. 1. Вкрапленный сфалерит (черное), корродированный кварц-баритовой мелкозернистой массой. Шлиф. × 18; а — без анализатора, б — николи +.

мощным покровом слабо измененных альбитовых фельзит-порфиров (редкие кварцевые прожилки), взброшенное же крыло—дробленными и перемятыми породами. По составу—это неравномерно-зернистые туфопесчаники. Первичный их состав сильно изменен; только по отдельным реликтам можно судить о кислом составе туфогенного материала. Метаморфическое изменение выражено в широком развитии радиально-лучистого кварца. Серицит и хлорит наблюдаются крайне редко. В этих породах отмечается оруденение: вкрапленное, прожилковое и брекчиевидное

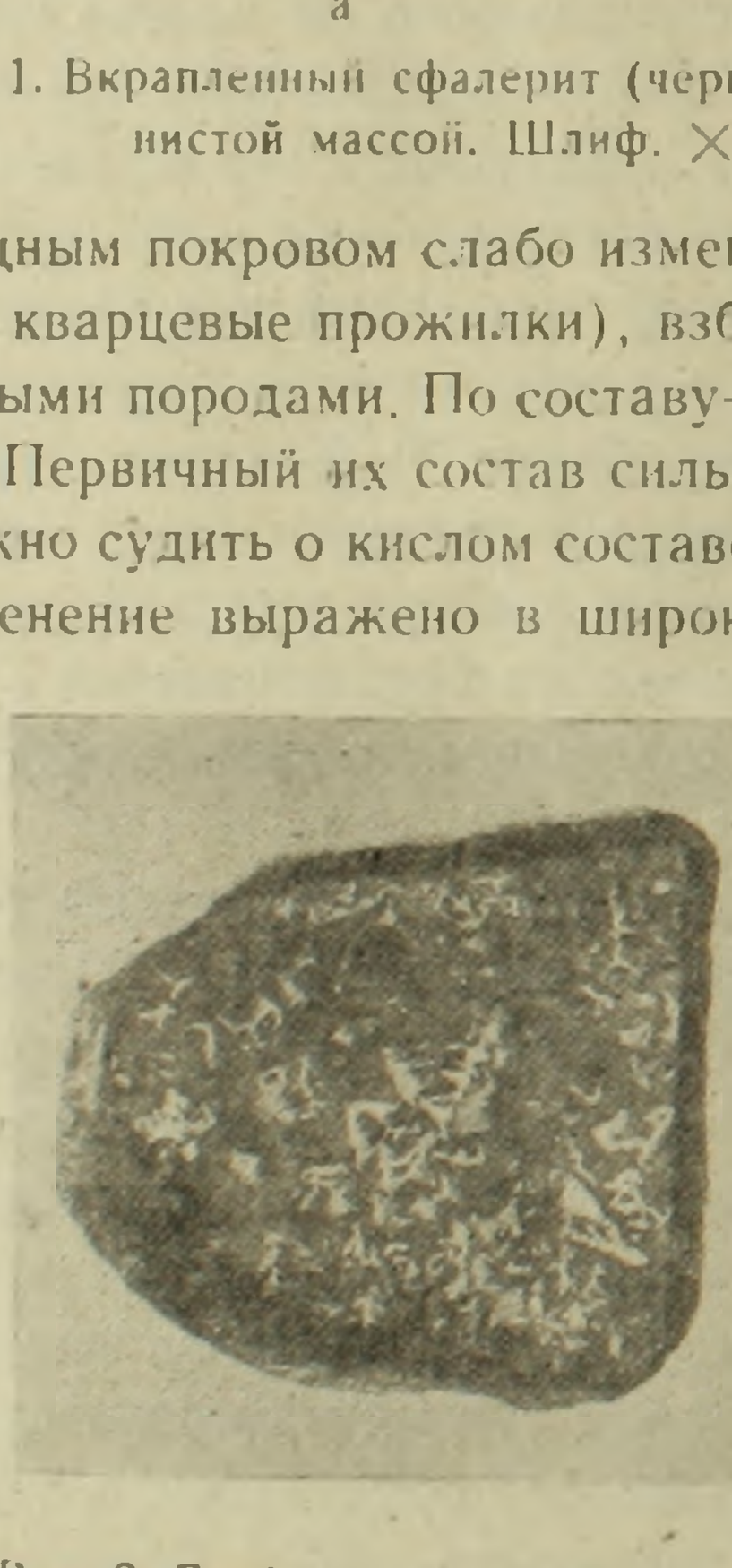


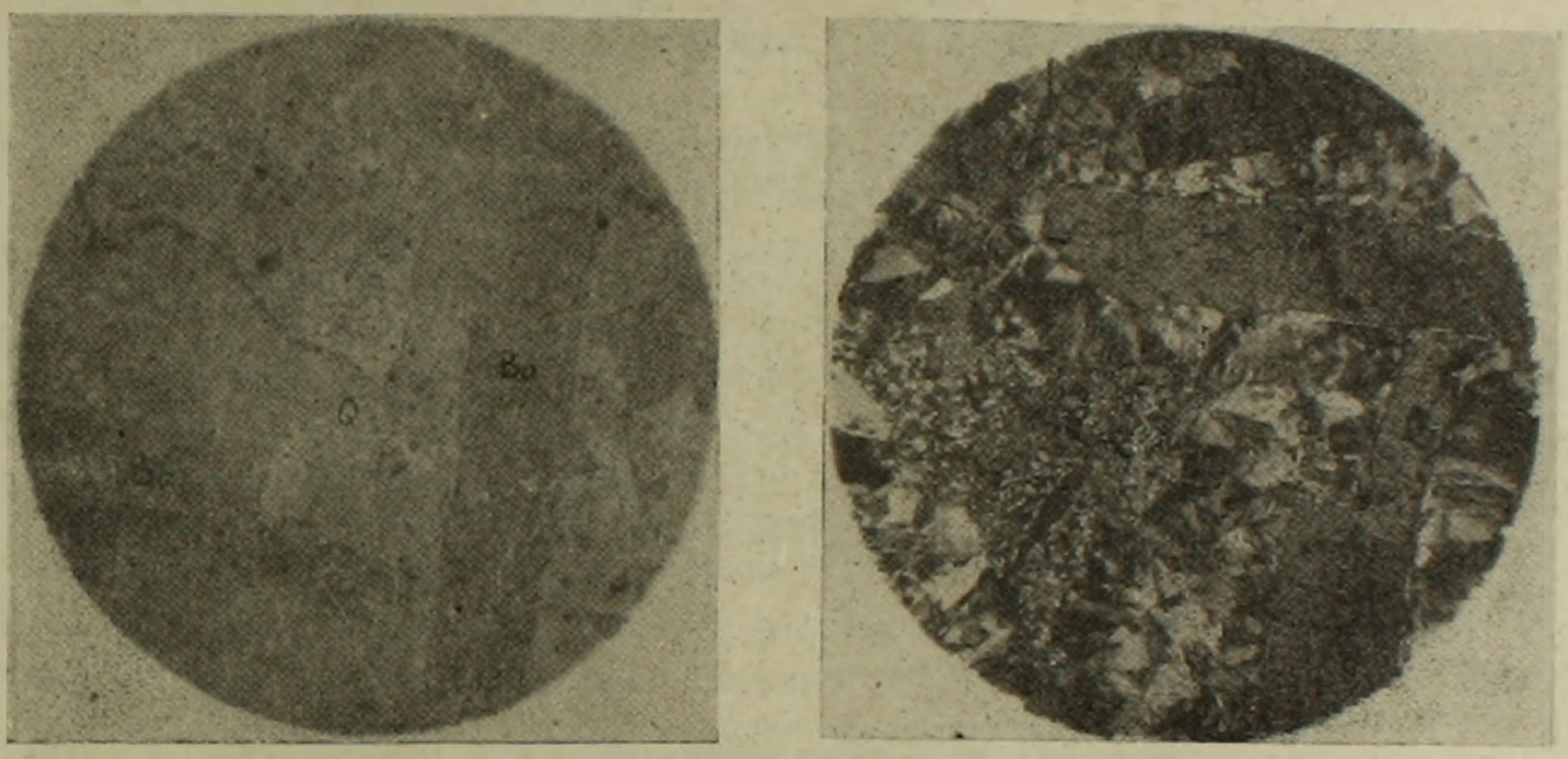
Рис. 2. Графическая структура замещения сульфидов кварцем. × 2; белое — галенит; серое—сфалерит; темно-серое — кварц.

Вкрапленные руды характеризуются неравномерно-рассеянной вкрапленностью темного сфалерита, галенита, пирита и халькопирита. Сульфиды корродированы мелкокристаллической кварц-баритовой массой (фиг. 2).

Прожилковые руды развиты среди вкрапленных. Прожилки маломощные (изредка до 10 см), по простиранию прослеживаются на первые десятки метров, падение крутое; по составу — кварц-баритовые, безрудные и кварц-баритовые с сульфидами. Границы прожилков не резкие, наблюдаются постепенные переходы прожилков во вмещающие породы или со-

провождение их сильно баритизированными, окварцеванными фальбандами. Кварц-барит-сульфидные прожилки часто имеют зональное строение. Для зон, обогащенных сульфидами, характерно незначительное содержание жильных минералов, в случае же ассоциации сульфидов с кварцем, последний их корродирует, образуя характерную графическую структуру замещения (фиг. 3). Баритовые зоны обычно бессульфидные и барит ассоциирует с халцедоноподобным кварцем более поздней генерации (фиг. 4).

Из рудных минералов в прожилках преобладают сфалерит и галенит, а пирит и халькопирит наблюдаются редко; сфалерит темный. Светлые (зеленые и желтые) сфалериты наблюдаются редко в тонких кварц-баритовых прожилках и представляют более позднюю генерацию, что свидетельствует о многоактном процессе рудоотложения.



а б

Рис. 3. Ассоциация барита с халцедоноподобным кварцем поздней генерации. Шлиф, × 18; Ba — барит, Q — кварц; а — без анализатора, б — николи +.

Брекчиевидные руды представлены маломощными (до 10 см) зонами. Размер рудных обломков достигает 1—4 см в сечении. Брекчия пострудная — тектоническая.

Выводы

1. Геологические и минералогические особенности пластовых руд указывают на их вероятное сингенетическое происхождение (4).

2. Изменение рудоносных туфопесчаников в зоне тектонического нарушения вызвано внедрением субвулканического массива и выражается в преобразовании первичного состава породы и формировании вкрапленных и прожилковых руд.

3. Структурные и текстурные особенности руд указывают на многоактный процесс рудообразования, растянутый во времени.

4. Состав отдельных зон в кварц-баритовых прожилках с сульфидами

и кварц-баритовых прожилках без сульфидов свидетельствует о изменчивом характере мигрировавших растворов в условиях сравнительно низких температур.

5. В процессе рудообразования участвовали возгоны, а также водные растворы; углекислый газ, вероятно, отсутствовал, о чем свидетельствует крайне ничтожное содержание карбонатов в прожилках и во вмещающих туфопесчаниках.

6. Длительность процесса рудообразования и хорошо выраженная телескопированность минерализации изменчивого состава, дают основания говорить о возможном некотором привносе минерального вещества также из глубины, из состава нижележащих юрских пород.

Москва, ВИМС

Поступила 20.IX 1962.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григорян Г. О. К вопросу о генезисе Привольненской группы полиметаллических месторождений в Армянской ССР. Тр. Управления геологии и охраны недр АрмССР, том II. 1957.
2. Крайнов С. Р. О возможности применения гидрохимических исследований для решения некоторых металлогенических вопросов. Геохимия, № 5, 1957.
3. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Генетическая связь оруденения с магматизмом (на примере Малого Кавказа. Зап. Арм. отд. Всес. Минер. Об-ва, № 1, 1955.
4. Саакян П. С., Саакян В. М. Рудоносная туфоосадочная формация Лорийского бассейна. Тр VI. Межд. конгр. по седиментологии (Докл. Совет. геологов), 1960.
5. Твалчрелидзе Г. А. Основные черты эндогенной минерализации Грузии. Госгеолтехиздат, 1958.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XVI, № 4—5, 1963 Геологич. и географич. науки

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

А. Г. ПОСУНЬКО

О ПОКАЗАТЕЛЕ СТЕПЕНИ *П* В ФОРМУЛЕ РАСЧЕТА ИНТЕНСИВНОСТИ ЛИВНЕЙ ДЛЯ ЗАКАВКАЗЬЯ И РАСЧЕТНОЙ КРИВОЙ ЛИВНЕВОГО ПАРАМЕТРА РАЗЛИЧНЫХ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЕЙ

В работе С. Г. Рустамова* в формуле Г. А. Алексеева $i = \frac{A + B\,lgN}{t^n}$ показатель степени n был принят равным 0,67 (т. е. $^2/_3$), который соответствует равнинной части Союза ССР, «для сохранения единого принципа по СССР».

Так как показатель степени характеризует режим осадков в той или иной части страны, принятие величины n равной 0,67 для условий Закавказья является приближенной и значительно генерализует условия различных физико-географических районов.

Характер распределения осадков и их интенсивность в зависимости от продолжительностей находит свое выражение в климатической кривой соответствующих районов, которые характеризуются своими показателями степени.

Для Крыма и Кавказа, по исследованиям ГГИ, показатель степени колеблется от 0,50 до 0,68.

Автором, на основании обработки фактических материалов по Закавказью, Армении и Азербайджану — по 70 метеостанциям, найден свой показатель степени, равный 0,57, (т. е. $^4/_7$), который и следует теперь принимать в практике гидрологических расчетов по Закавказью (бассейн Аракса).

Обработанные методом математической статистики ряды средних интенсивностей, соответствующие продолжительностям 5, 10, 15, 30 и т. д., после наложения точек на координатное поле позволили найти средние интенсивности ливней столетней повторяемости или 1% обеспеченности (мм. мин.)). По полученным точкам a_{100} построена кривая (фиг. 1) вида:

$$a_{100} = \frac{S}{t^n}, \text{ где } n = 4/7,$$

для которой найденный параметр S_{100} равен 12.

Полученная климатическая кривая позволяет находить расчетную интенсивность ливня для любого пункта бассейна Аракса, даже неисследованного в гидрометеорологическом отношении, пользуясь выражением (1). Например, требуется найти расчетную интенсивность ливня 1% повторяемости, продолжительностью в 2,5 часа. Подставляя в (1) известные значения, получим:

$$lg\, a_{100} = lg\, 12 - {}^4/_7\, lg\ 150 = 0{,}83;\ a_{100} = 0{,}68.$$

Для сравнения приведем среднюю интенсивность ливня, выпавшего 25 мая 1946 года над водосбором Гедар, которая равнялась 0,3 мм/мин., что вызвало катастрофиче-

---

* С Г. Рустамов. Ливневые параметры максимальных расходов паводков Азербайджана. Изв. АН АзССР, сер. геол. геогр. н. и нефти, № 2, 1961

ский селевой паводок. Следовательно, это был только средней величины ливень; надо полагать, что более выдающийся ливень с повторяемостью один раз в сто лет может быть более грозным и разрушительным.

С точки зрения проектируемых мероприятий по защите г. Еревана очень важно предсказать возможность такого ливня.

Фиг. 1.

Полезно было бы иметь подобные кривые для каждого физико-географического района бассейна Аракса: Средне-Араксинской равнины, Армянского нагорья и Малого Кавказа.

Однако из-за недостаточности фактических данных такие кривые пока построить невозможно.

ИГ АН СССР

Поступила 14.1.1963.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. – XVI, № 4—5, 1963 Геологич. и географич. науки

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

А. А. ГАБРИЕЛЯН

ВТОРОЕ ВСЕСОЮЗНОЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ И ЗАДАЧИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В АРМЯНСКОЙ ССР

После первого всесоюзного тектонического совещания, состоявшегося в 1948 г. в Москве, прошло 15 лет. За прошедшее время тектоническая наука в нашей стране достигла значительных успехов. Особенно следует отметить тектонические карты СССР (1952—1956) и Европы (1960—1962), составленные большим коллективом геологов под редакцией Н. С. Шатского и завоевавшие мировое признание. Составлены также карты новейшей тектоники СССР и ряд карт по отдельным регионам. Накоплен огромный новый материал по региональной тектонике складчатых областей, древних и молодых платформ, по глубинному геологическому строению отдельных районов (геофизические исследования, глубокое бурение), позволяющий внести существенные изменения в наших представлениях о строении территории СССР и по иному истолковать ряд важных теоретических вопросов.

Подытоживанию накопленного материала и определению направления дальнейших исследований и было посвящено второе всесоюзное тектоническое совещание. Оно проходило двумя этапами.

Первая часть совещания, созванная отделением геолого-географических наук АН СССР, Министерством геологии и охраны недр СССР, Министерством высшего и специального среднего образования СССР и геологическими организациями Таджикской ССР, состоялось с 27 августа по 1 сентября 1962 г. в г. Душанбе.

Перед совещанием состоялась экскурсия по Памиру и Дарвазу, а после совещания — по южному Тянь-Шаню (по маршруту Душанбе—Ленинабад).

На Душанбинской сессии обсуждались две проблемы: 1) активизирование зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность, 2) тектоника Тянь-Шаня и Памира.

В своем вступительном слове член-корреспондент АН СССР А. В. Пейве остановился на современных методах тектонических исследований, важнейших проблемах тектонической науки и на задачах, стоящих перед советскими тектонистами.

В докладах и выступлениях оживленную дискуссию вызвал вопрос тектонической природы горной части средней Азии. Последняя, как известно, на тектонической карте СССР показана как область герцинской

складчатости, между тем, мезо-кайнозойские отложения, заполняющие мульды и грабены, интенсивно дислоцированы. Были высказаны три различные точки зрения. По мнению Б. А. Петрушевского, В. В. Федынского и А. А. Борисова, горный пояс Средней Азии следует рассматривать как современную геосинклиналь, как область современного горообразования.

Другие докладчики (О. А. Рыжков, Г. Х. Дикенштейн и др.) считают его областью эпиплатформенного орогена. С. С. Шульц и некоторые другие полагают, что горообразовательные процессы, которые происходят в Средней Азии, представляют особую категорию тектонических движений, функционально не связанных с геосинклинальным развитием.

По В. Е. Хаину, для горной части Средней Азии наиболее подходит термин «эпиплатформенное горнообразование».

По проблеме «Активизирование зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность» с докладами выступили Б. А. Петрушевский, М.В. Гзовский, Е. А. Финько, Е. Е. Милановский, Н. В. Думитрашко, К. В. Курдюков, А. А. Габриелян, В. А. Апродов, Н. П. Костенко и др. Ряд интересных докладов был посвящен тектонике Тянь-Шаня и Памира (М. М. Кухтиков, С. А. Захаров, П. Д. Виноградов, В. И. Кнауф, В. Н. Крестников и И. Л. Нерсесов, Д. П. Резвой, Б. П. Бархатов, И. Е. Губин, И. В. Архипов и др.).

Большой интерес вызвал доклад А. В. Пейве и его сотрудников по проблеме горизонтальных движений земной коры, выраженных сдвигами Совещание считает необходимым продолжить исследования в этой области с применением, наряду с геологическими методами, также геофизических и геодезических методов.

Совещание приняло решение обратиться в Президиум АН СССР и Комитет геологии и охраны недр СССР с просьбой реорганизовать оргкомитет Второго всесоюзного тектонического совещания в постоянно действующий Межведомственный тектонический комитет, который должен руководить и координировать тектонические исследования в СССР.

Было принято также решение созвать очередное тектоническое совещание в 1966 г. во Владивостоке.

Продолжением Душанбинской сессии второго всесоюзного тектонического совещания явилось совещание по проблемам тектоники, состоявшееся в Москве с 1 по 6 февраля 1963 г. Обсуждались следующие проблемы:

1. Складчатые области Евразии, хронологические и пространственные закономерности их размещения, принципы их районирования (доклады А. Л. Яншина, Н. П. Хераскова, А. А. Богданова, П. Н. Кропоткина, Т. Н. Спижарского, И. А. Резанова, Е. Д. Шлыгина, Б. Н. Барсука, Н. С. Зайцева, М. С. Нагибиной, М. В. Муратова, Д. П. Резвого и др.).

2. Молодые (эпипалеозойские) плиты и перспективы их нефтеносности (доклады А. Л. Яншина, В. Д. Наливкина, И. Ф. Мирчинка, Р. Г. Гарецкого, В. Н. Соболевской и др.).

3. Древние платформы (Е. В. Павловский, В. С. Журавлев, В. С. Соколов, Т. Н. Спижарский и др.).

4. Тектоника и магматизм, и закономерности размещения рудных месторождений (В. И. Смирнов, Н. А. Беляевский, Ю. М. Шейнманн, Г. А. Твалчрелидзе, К. А. Мкртчян, Г. Д. Ажгирей, Е. А. Радкевич и др.).

Значительное место на Московском совещании было отведено вопросам теоретической тектоники. С докладами выступили: В. В. Белоусов (Некоторые общие проблемы строения и развития земли), В. Е. Хаин (Направленность, цикличность и неравномерность в развитии земной коры), В. Г. Бондарчук (О происхождении земной коры), Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (О характере эволюции земной коры в ходе геологической истории), П. Н. Кропоткин (Соотношение поверхностных и глубинных структур и общая характеристика движений земной коры), Н. А. Штрейс (О биполярном развитии структуры земной коры), М. В. Гзовский (Современное состояние и перспективы развития тектонофизики) и др.

На основании сделанных докладов и выступлений многочисленных участников сессии совещание приняло ряд важных решений, касающихся достижений тектонической науки в СССР и направления дальнейших исследований.

Достигнуты значительные успехи в изучении региональной тектоники складчатых и платформенных областей СССР, выяснены основные черты строения Тихоокеанского пояса, альпийской зоны юга СССР, древних и молодых платформ, а также роль гравитационного фактора в происхождении складчатостей, успешно развивается новая отрасль тектоники — тектонофизика.

В настоящее время можно считать вполне установленным, что в тектоническом строении складчатых областей большую роль играют продольные и поперечные глубинные разломы. Вместе с тем, совещание считает, что ряд вопросов, связанных с изучением этих важнейших структурных элементов земной коры (методика изучения, их классификация и др.) еще недостаточно разработан и требует новых исследований.

Остается еще не ясной роль астрономических факторов в эволюции земной коры. Ожидает своего решения проблема дисимметрии в строении Лавразии и Гондваны с одной стороны, Тихоокеанского и Атлантического сегментов — с другой.

Совещание считает, что для успешного разрешения указанных проблем, а также целого ряда других тектонических вопросов, необходимо тесное сближение всех наук, изучающих нашу планету — геологии, геофизики, геохимии и астрономии.

По характеру своего геологического строения (проявление каледонской, герцинской и альпийской складчатостей, обусловившие формирование многоэтажных тектонических структур, широкое развитие продольных, поперечных и диагональных глубинных разрывных нарушений и мощное развитие интрузивного и эффузивного вулканизма, широкое распространение различных групп формаций горных пород и др.) территория нашей республики представляет исключительный интерес для тектонических исследований.

Первоочередными задачами являются:

1. Составление тектонической карты республики. Хотя специальные тектонических исследования в Армянской ССР не проводились, тем не менее, регионально-геологическими и стратиграфическими работами накоплен богатый материал по тектонике, который требует обобщения. Тектоническая карта должна служить основой для составления металлогенических и прогнозных карт.

2. Работами последних лет доказано широкое развитие продольных и поперечных разломов глубокого заложения, которые контролируют формации горных пород, интрузивный и эффузивный вулканизм, эндогенные месторождения полезных ископаемых (Анкаван-Сюникский разлом), новейшую тектонику и сейсмичность, минеральные источники и др. важные геологические признаки. Ими же обусловлен метаморфизм меловых отложений в районах Базумского, Севанского и Зангезурского хребтов. Разумеется, детальное изучение зон разломов представляет большой научный и практический интерес.

В тех районах, где разломы скрыты под молодыми лавовыми покровами, следует применить геофизические, в частности, магнитометрический и гравиметрический методы исследований.

3. Армянская ССР является одним из сейсмически активных районов в СССР. Проявление сейсмичности тесно связано с новейшими тектоническими движениями, и в частности, молодыми разрывными нарушениями. Поэтому составление карты новейшей тектоники и сейсмичности является одной из самых актуальных и неотложных задач геологических учреждений нашей республики. С этой целью требуются совместные исследования геологов и геофизиков.

4. В геологическом строении Армянской ССР огромную роль играют продукты интрузивного и эффузивного вулканизма. Известно, что магматические процессы генетически тесно связаны с тектоническими движениями и тектоническими структурами. Отсюда вытекает, что исследование связей магматизма и тектоники, и выяснение тектонических закономерностей локализации интрузивных массивов и вулканических центров представляет один из самых интересных и перспективных путей изучения геологии нашей республики. Разумеется, исследование связи тектоники и магматизма даст ценный материал для выявления закономерностей размещения эндогенных полезных ископаемых в складчатых областях.

5. Одним из передовых методов тектонических исследований является анализ формаций горных пород — формационный метод. Установлено, что различные типы формаций (флишевый, молассовый, терригенный, карбонатный, сланцевый, спилито-кератофировый, наземно-вулканогенный, угленосный, соленосный и др.) генетически или парагенетически тесно связаны с определенными тектоническими структурами и с определенными этапами тектонического развития отдельных структурно-формационных зон. Детальное изучение вещественного состава и тектонических и палеогеографических условий образования пород, слагающих формационные ряды, имеет большое теоретическое и практическое значение.

6. Особое значение приобретают геофизические методы исследований,

в связи с выяснением глубинного геологического строения земной коры и переходом к поискам скрытых месторождений полезных ископаемых.

Только совместными работами геологов и геофизиков можно добиться успешного разрешения указанных выше задач.

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

էջ

Պալեոնթոլոգիա

Ա. Ա. Բալյան. *Բեղմնիկա-ծաղկափոշեհատիկները Բաքվի Հարկ լեռան բաքվի հատակի նստվածքներից* 3

Լիթոլոգիա

Մ. Ա. Մովսիսյան. *Մերձերևանյան շրջանի ազաքեր հաստվածքի լիթոլոգիան* . . . 9
Ի. Խ. Պետրոսով. *ՀՍՍՌ Մերձերևանյան շրջանի վերին օլիգոցեն-միոցենի հատակի նստվածքային շերտախմբերի կավային միներալների առաջացումը* 27

Stratigraphia

Հ. Հ. Սարգսյան. *Հայկական ՍՍՌ Հյուսիսային և Հյուսիս-արևելյան մասերի կավճի և պալեոգենի սահմանային շերտերի stratigraphiայի մասին* 41

Տեկտոնիկա

Հ. Ս. Ավագյան. *Տեկտոնական ճեղքեր առաջացնող նորմալ եվ շոշափող լարումների ուղղություններեի մասին* 55
Ա. Հ. Դաբրիելյան. *Հայկական ՍՍՌ-ի և Անտիկովկասի կից մասերի նորագույն տեկտոնիկան ու սեյսմիկան* 63
Վ. Գ. Քոչարյան, Ռ. Ն. Տայան. *Դևթաբլուրի բնկվածքի գոնայի շարժումների ուղղության հարցի շուրջը* 77

Պետրոգրաֆիա

Ա. Ի. Բալասանյան. *Սամխեթա-Ղափանի գոտու մինչյուրայի ինտրուզիվ կոմպլեքսը* 89

Միներալոգիա

Ի. Գ. Դաստպարյան. *Ցեյստոլիթը Հայկական ՍՍՌ Սղեգնաձորի շրջանի ստորին երրորդականի նստվածքներում* 103

Օգտակար հանածոներ

Ավ. Ս. Մկրտչյան. *Էլեմենտների տարածման առանձնահատկություններ Ախթալայի բազմամետաղային հանքավայրի հանքամարմինների շուրջը* 109
Պ. Պ. Ծամերյոն, Վ. Ն. Վարթանեսով. *Քինգարայի հանքավայրի նմուշարկման մասին* 123
Ի. Ն. Ջաբյան. *Վափանի պղնձա-բազմամետաղային հանքավայրի հանքայնացման stադիաների մասին* 131

Հիգրոլոգիա

Է. Ա. Աբայան. *Հայկական ՍՍՌ-ի գետերի միջին բազմատարյան հոսքը* 143

Ինժեներական երկրաբանություն

Ա. Շ. Ոսկերչյան. *Հայկական տեկտոնական կոմպլեքսի ինժեներա-երկրաբանական առգիոնների անջատման ստրուկտուր-տեկտոնական հատկանիշները . . . . .* 155

Գիտական նոթեր

Է. Ա. Կյուրեղյան. *Ջրերում և հողի ջրային մղվածքներում կապարի փոքր քանակությունների որոշումը «Պյումբոն-էրեա» նոր ռեակտիվի միջոցով . . .* 163
Ն. Մ. Չերնիշով, Գ. Վ. Շրամկովա. *Ալա-վերդու շրջանի յուրայի հասակի նստվածքներում վերին պեվոնյան ծաղկեփոշեհատիկների կոմպլեքսի հայտնաբերման մասին . . . . . .* 167
Վ. Մ. Սահակյան. *Սուբտրաքխային գանգվածի դերը հանքանյութերի ձևավորման մեջ* 173
Ա. Գ. Գոսունկո. *Անդրկովկասի համար հեղեղների ինտենսիվության հաշվարկի բանաձևում „n" աստիճանի ցուցարիչի և տարբեր տևողությունների հեղեղատարային պարամետրի հաշվարկային կորի մասին . . . . . .* 177

Գիտական խորհրդակցություն

Ա. Հ. Դաբրիելյան. *Համամիութենական երկրորդ տեկտոնական խորհրդակցությունը և տեկտոնական հետազոտությունների խնդիրները Հայկական ՍՍՌ . . . .* 179

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Палеонтология

С. А. Бальян. Пыльца и споры из бакинских отложений горы Бакинский Ярус (Азербайджанская ССР) 3

Литология

М. А. Мовсесян. Литологический очерк соленосной толщи Приереванского района 9

И. Х. Петросян. Генезис глинистых минералов в олигоцен-миоценовых осадочных толщах Приереванского района Армянской ССР 27

Стратиграфия

О. А. *Саркисян.* К стратиграфии пограничных слоев мела и палеогена северной и северо-восточной частей Армянской ССР 41

Тектоника

Г. С. Авакян. О направлениях нормальных и касательных напряжений, порождающих тектонические разрывы 55

А. А. Габриелян. Новейшая тектоника и сейсмичность Армянской ССР и смежных частей Антикавказа 63

В. Г. Кочарян, Р. Н. Таян. К вопросу о направлении движений по зоне Дебаклинского разлома 77

Петрография

С. И. Баласанян. Предверхнеюрский интрузивный комплекс Сомхето-Кафанской зоны 89

Минералогия

И. Г. Гаспарян. Целестин в нижнетретичных отложениях Ехегнадзорского района Армянской ССР 103

Полезные ископаемые

Св. С. Мкртчян. Особенности распределения элементов вокруг рудных тел на Ахтальском полиметаллическом месторождении 109

П. П. Цамерян, В. Е. Вартанесов. Об опробовании Джиндаринского месторождения 123

Р. Н. Зарьян. О стадиях минерализации Кафанского медно-полиметаллического месторождения 131

Гидрология

Э. А. Атаян. Средний многолетний сток рек Армянской ССР 143

Инжерная геология

А. Ш. Воскерчян. Структурно-тектонические признаки выделения инженерно-геологических регионов Армянского тектонического комплекса 155

Научные заметки

Э. А. Кюрегян. Определение малых количеств свинца в природных водах и в водных выдяжках из почв новым реактивом „Плюмбон-Ирея" 163
Н. М. Чернышев, Г. В. Шрамкова. О находке переотложенного верхнедевонского комплекса спор в юрских отложениях Алавердского района . . . 167
В. М. Саакян. Роль субвулканического массива в формировании прожилково-вкрапленных руд 173
А. Г. Посунько. О показателе степени „*n*" в формуле расчета интенсивности ливней для Закавказья и расчетной кривой ливневого параметра различных продолжительностей 177

Научная хроника

А. А. Габриелян. Второе всесоюзное тектоническое совещание и задачи тектонических исследований в Армянской ССР 179

Сдано в производство 6/VII 1963 г. Подписано к печати 25/IX 1963 г. ВФ 06093.
Заказ 294, изд. 2321, тираж 800, объем 11¾ п. л. + 7 вкл.

Типография Издательства Академии наук Армянской ССР, Ереван, Барекамутян, 24