

ՀՄՍՌ ԳԱ Երկրաբանական և աշխարհագրական  
գիտությունների սերիա

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



## ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ՝

Ա. Հ. Գաբրիելյան (պատ. խմբագիր), Ա. Տ. Ասլանյան,  
Ա. Բ. Բաղդասարյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ն. Ի. Դոլու-  
խանովա, Թ. Շ. Թադևոսյան, Է. Ա. Խաչատրյան (խմբա-  
գրի տեղակալ), Ա. Հ. Մեսրոպյան, Ս. Ս. Մկրտչյան, Հ. Մ.  
Վանցյան, Ն. Գ. Մելիք-Մուրադյան (պատ. քարտու-  
ղար), Ս. Մ. Այվազյան:

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

А. А. Габриелян (ответ. редактор), А. Т. Асланян,  
А. Б. Багдасарян, Г. П. Багдасарян, Г. М. Ванцян,  
Н. И. Долуханова, А. И. Месропян, С. С. Мкртчян,  
Т. Ш. Татевосян, Э. А. Хачатурян (зам. редактора),  
Н. Г. Мелик-Мурадян (отв. секретарь),  
С. М. Айвазян.



## ԸՆԿԵՐ Ն. Ս. ԽՐՈՒՇՉՈՎԸ ԲՅՈՒՐԱԿԱՆՈՒՄ

Մայիսի 8-ին Բյուրականի աստղադիտարանում հյուր եղավ ՍՄԿՊ Կենտրոնի Առաջին ֆարտուղար, ՍՍՌՄ Մինիստրների Սովետի Նախագահ Ն. Ս. Խրուշչովը: Մեծապատիվ հյուրին ուղեկցում էին Հայաստանի Կոմպարտիայի Կենտրոնի առաջին ֆարտուղար Յա. Ն. Զարոբյանը, Հայկական ՍՍՌ Մինիստրների Սովետի Նախագահ Ա. Ն. Քոչինյանը, Հայկական ՍՍՌ Գերագույն Սովետի Նախագահության Նախագահ Շ. Մ. Առուշանյանը, Սովետական Միության Մարշալ Ի. Խ. Բաղրամյանը և այլ պաշտոնական անձինք: Բյուրականում ընկեր Խրուշչովը հանդիպում ունեցավ Հայաստանի գիտնականների մի մեծ խմբի հետ:

Թանկագին հյուրին դիմավորեցին Հայկական ՍՍՌ Գիտությունների ակադեմիայի պրեզիդենտ, ակադեմիկոս Վ. Հ. Համբարձումյանը, Ակադեմիայի Նախագահության անդամները, Հայկական ՍՍՌ Գիտությունների ակադեմիայի պատվավոր անդամ, ակադեմիկոս Ն. Ի. Մուսխելիշվիլին:

Ակադեմիկոս Վ. Հ. Համբարձումյանը ընկեր Ն. Ս. Խրուշչովին պատմեց հայ աստրոֆիզիկոսների հետազոտությունների մասին, ցուցադրեց աստղային երկնքի գիտական մեծ արժեք ներկայացնող, Բյուրականում արված, բազմաթիվ լուսանկարներ՝ այդ թվում մեզանից հարյուր միլիոնավոր լուսային տարի հեռու գտնվող գալակտիկաներից մեկի ֆոտոթիթեղը: Ակադեմիկոս Վ. Հ. Համբարձումյանն ասում է, որ Աստղադիտարանում կատարվող գիտական հետազոտությունների գլխավոր նպատակն է ուսումնասիրել տիեզերքում տեղի ունեցող ֆիզիկական պրոցեսները, ավելի խորը թափանցել տիեզերքի գաղտնիքների մեջ:

Ընկեր Ն. Ս. Խրուշչովը այնուհետև ծանոթանում է Աստղադիտարանի գիտական սարճավորումներին: Նա կտրում է աշտարակներից մեկի մուտքը փակող կարմիր ժապավենը և առաջինը բարձրանում աշտարակ, ուր տեղակայված է Շմիդտի սիստեմի մի նոր հեռադիտակ, որը իր մեծությամբ երկրորդն է աշխարհում:

Նիկիտա Սերգեևիչ Խրուշչովը ակադեմիկոս Վ. Հ. Համբարձումյանին և բացատրություն տվող գիտնականներին հարցրեց Լենինգրադի օպտիկական գործարանում ստեղծված այդ հեռադիտակի առավելությունների, նրա փորձարկումների ընթացքի մասին և շնորհավորեց գիտնականներին ու կառուցողներին հզոր դիտակայանի կառուցման և սարճավորումների տեղակայման աշխատանքների ավարտման կապակցությամբ:

Աստղադիտարանի նիստերի դահլիճում տեղի ունեցավ Ն. Ս. Խրուշչովի գործարար զրույցը ռեսպուբլիկայի ականավոր գիտնականների հետ:

Հայկական ՍՍՌ Գիտությունների ակադեմիայի ակադեմիկոսներ Ս. Ս. Մկրտչյանը, Հ. Գ. Մաղաֆյանը, Ա. Լ. Մնջոյանը, Ս. Ն. Մերգելյանը, Ա. Ղ. Իոսիֆյանը, Ա. Ի. Ալիխանյանը, Ակադեմիայի բոլորակից-անդամ Մ. Գ. Մանվելյանը, տեխնիկական գիտությունների դոկտոր Ա. Ն. Հակոբյանը հանգամանորեն խոսեցին Հայաստանում գիտության նվաճումների և զարգացման մեծ

ճեռանկարների, այն ներդրումների մասին, որ ռեսպուբլիկայի գիտնականները կատարում են յոթնամյա պլանով առաջ ֆաշված ժողովրդատնտեսական խնդիրների իրականացման ասպարեզում:

Կոմունիստական պարտիայի և Սովետական կառավարության ղեկավար Ն. Ս. Խրուշչովը մեծ հետաքրքրություն ցուցաբերեց Հայաստանի գիտնականների աշխատանքների նկատմամբ: Նա հանգամանորեն հարց ու փորձ արեց Հայաստանի ընդերքի հսկայական հարստությունների, նրանց արդյունաբերական նշանակության մասին, հետաքրքրվեց նեֆելինային սիենիտների օգտագործման խնդրով, տուֆից ստացվող արհեստական թելերով և այլ արժեքավոր նյութերով, հայկական բյուրեղապակու ստացումով, ֆիզիոլոգիապես ակտիվ նյութերի սինթեզի ասպարեզում նուրբ օրգանական ֆիմիայի ինստիտուտում ձեռք բերված նվաճումներով, էլեկտրոնային արագագործ, հաշվիչ մեքենաների ստեղծման և ժողովրդական տնտեսության մեջ նրանց օգտագործման հարցերով:

Ն. Ս. Խրուշչովին մատուցվեցին բազմաթիվ նվերներ, որոնք արտացոլում են Հայաստանի գիտնականների աշխատանքը, դրսևորում այն մեծ հեռանկարները, որ ռեսպուբլիկայի գիտնականների աշխատանքը բացում է ժողովրդական տնտեսության առջև: Նվերների թվում հանձնվեց նաև Հայաստանի օգտակար հանածոների գեղեցիկ ձևավորված մի հավաքածու:

Գիտնականների առջև փայլուն, բովանդակայինց նառով հանդես եկավ Ն. Ս. Խրուշչովը: Նա գիտնականներին շնորհակալություն հայտնեց կարևոր հաղորդումների համար, նշեց Հայաստանի գիտնականների կատարած աշխատանքների մեծ նշանակությունը, ընդգծեց այդ աշխատանքների ձեռք բերած նամբավը: Միաժամանակ ընկեր Խրուշչովը ավելացրեց, որ, իհարկե, չպետք է գոռոզանալ ձեռք բերված նվաճումներով, չպետք է բավարարվել դրանով, այլ անհրաժեշտ է առավել ուժեղացնել աշխատանքները նոր նվաճումների հասնելու համար:

Ընկեր Խրուշչովը մի շարք կարևոր ցանկություններ հայտնեց կյանքի հետ գիտության, պրակտիկայի հետ տեսության կապի հետագա ամրապնդման մասին, գիտնականների ուշադրությունը բևեռեց գործնական կարևորագույն խնդիրների լուծման վրա:

Հանգամանորեն խոսելով ՍՄԿՊ Կենտկոմի և ՍՍՌՄ Մինիստրների Սովետի՝ գիտության վերակառուցման մասին ընդունված որոշման նշանակության մասին՝ Ն. Ս. Խրուշչովը ընդգծեց, որ գիտական աշխատանքի վերակառուցումը՝ համապետական լուրջ և կարևոր գործ է: Եթե մինչև այժմ կարելի էր համաձայնվել այն բանի հետ, որ մի կենտրոնից կարելի է ղեկավարել գիտության բոլոր նյութերի գործունեությունը, ապա այժմ դա ռեալ չէ:

Այժմ ժամանակն է գիտական հիմնարկների մի մասը հանձնելու այլ կազմակերպությունների, որոնք շահագրգռված են զարգացնելու գիտության այս կամ այն նյութը: Այդ կհասցնի գիտության և տեխնիկայի ավելի նիշտ ղեկավարմանը, նրանց կարևոր և ակտուալ նյութերի ավելի արագ զարգացմանը:

Ես հույս ունեմ, ասաց Ն. Ս. Խրուշչովը, որ գիտահետազոտական աշխատանքների կոորդինացման Պետական կոմիտեի ստեղծումը կօժանդակի գիտության ամրապնդմանը մեր երկրում և հնարավորություն կտա այն պլանավորել ավելի ռացիոնալ:

Գիտության և տեխնիկայի դերը ավելի է մեծանում ներկայումս, երբ սովետական երկիրը մտել է կոմունիստական հասարակարգի ծավալուն կառուցման ժամանակաշրջանը, — ասաց ընկեր Խրուշչովը: Ներկա պայմաններում հատուկ նշանակություն է ձեռք բերում ժողովրդատնտեսական մեծ նշանակություններ կարևորագույն գիտական պրոբլեմների գծով տարվող տեսական հետազոտությունների հետագա ուժեղացումը, արտադրությանը գիտության մոտեցումը, գիտության նվաճումների ներդրումը արտադրության մեջ:

Ընդգծելով, որ սովետական գիտությունը և տեխնիկան պետք է համաշխարհային գիտության մեջ միշտ զբաղեն առաջավոր դիրքեր, ընկեր Խրուշչովը վստահություն հայտնեց, որ Հայաստանի գիտնականներն այսուհետև ևս իրենց ուժերն ու գիտելիքները կնվիրաբերեն կոմունիստական շինարարության մեծ գործին, սովետական բազմազգ գիտության առաջավոր ընտանիքում իրենց լուծման կմուծեն գիտության զարգացման գործում:

Հայաստանի գիտնականները ընկեր Խրուշչովի նաոր լսեցին բացառիկ հետաքրքրությամբ: Նրանք ի դեմս ընկեր Ն. Ս. Խրուշչովի Սովետական Միության Կոմունիստական պարտիային և Սովետական կառավարությանը շնորհակալություն հայտնեցին սովետական գիտության և նրա ազգային ջոկատների նկատմամբ ցուցաբերած բացառիկ հոգատարության համար, հավաստիացրին պարտիայի լենինյան Կենտրոնական Կոմիտեին, որ ոչ մի ջանք չեն խնայի իրենց առջև դրված խնդիրները պատվով կատարելու, կոմունիզմի նյութատեխնիկական բազայի ստեղծման գործում իրենց լուծման մուծելու ուղղությամբ:

Ընկեր Խրուշչովը Բյուրականում Հայաստանի գիտնականների հետ անցկացրեց ավելի քան հինգ ժամ:

ТЕКТОНИКА

А. А. ГАБРИЕЛЯН

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АНТИКАВКАЗА (МАЛЫЙ  
КАВКАЗ) И ПОЛОЖЕНИЕ ЕГО В СИСТЕМЕ АЛЬПИЙСКОГО  
ОРОГЕНА ЮГА СССР И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРАН\*

Горное сооружение Антикавказа охватывает южную часть Закавказья, расположенную между Рионо-Куринской депрессией на северо — северо-востоке и бассейном среднего течения р. Аракс на юге.

Антикавказ по своему геологическому строению и истории развития значительно отличается от складчатой зоны Большого Кавказа. В противоположность Большому Кавказу, имеющему более или менее монолитное строение и представляющему крупный мегантиклинорий, Антикавказ имеет более сложное строение. Он состоит из нескольких крупных структурных единиц, отличающихся друг от друга историей колебательных движений, интрузивным и эффузивным вулканизмом, формациями горных пород, возрастом складчатости и типами пликативных структур.

Указанное различие, по-видимому, обусловлено тем, что Антикавказ расположен во внутренней части альпийской геосинклинальной области, в противоположность Крымско-Кавказской зоне, охватывающей северную краевую часть последней.

В связи с этим становится не подходящим употребление укоренившегося в геологической литературе термина «Малый Кавказ». И действительно, территория, расположенная между Рионо-Куринской депрессией и бассейном среднего течения р. Аракс, по своим геологическим, да и геоморфологическим признакам не является Кавказом меньшего размера, а противопоставляется ему. Поэтому мы считаем более подходящим это горное сооружение называть Антикавказом, т. е. термином, часто употребляемым в работах Л. А. Варданянца и некоторых других исследователей.

Как известно, существуют критерии, на основании которых производится геотектоническое районирование отдельных частей земной поверхности, а именно: региональные разрывные нарушения, резкая смена фаций, проявления магматизма, морфогенетические типы пликативных структур и др., среди которых, однако, наиболее важным является принцип выделения структурных единиц по возрасту складчатости.

\* Доклад прочитан на объединенной научной сессии АН СССР, Академий наук Армянской ССР, Грузинской ССР и Азербайджанской ССР, Ереван, 1960 г.

При этом под названием «возраста складчатости» понимается главная эпоха тектогенических (или складкообразовательных) движений, эпоха инверсии в развитии геосинклинальных прогибов, когда процессы прогибания, осадконакопления и подводного вулканизма сменяются поднятием, складчатостью, регрессией и мощным развитием наземного вулканизма.

Таким образом, возраст складчатости для тех или иных регионов определяется теми импульсами тектонических движений, которые вызывают качественные изменения в плане развития важнейших структурных элементов и обуславливают, в общих чертах, формирование современной тектонической структуры данной области.

С главными эпохами складчатости связаны внедрение крупных массивов гранитоидных интрузий и эндогенная минерализация.

Для структурного расчленения наложенных впадин и прогибов важным признаком является время их заложения и возраст складчатого основания.

По этому принципу территория Антикавказа нами делится на три разновозрастные складчатые комплексы:

### **I. Область нижнеальпийской (киммерийской) складчатости (Сомхето-Кафанский тектонический комплекс)**

А. Сомхето-Карабахский мегаантиклинорий.

Б. Кафанский антиклинорий.

### **II. Область среднеальпийской складчатости**

А. Аджаро-Триалетская складчатая зона.

Б. Складчатый комплекс Центральной части Армянской ССР.

### **III. Область верхнеальпийской складчатости**

(Приараксинская зона — северный край Анатолийско-Иранского межгорного прогиба).

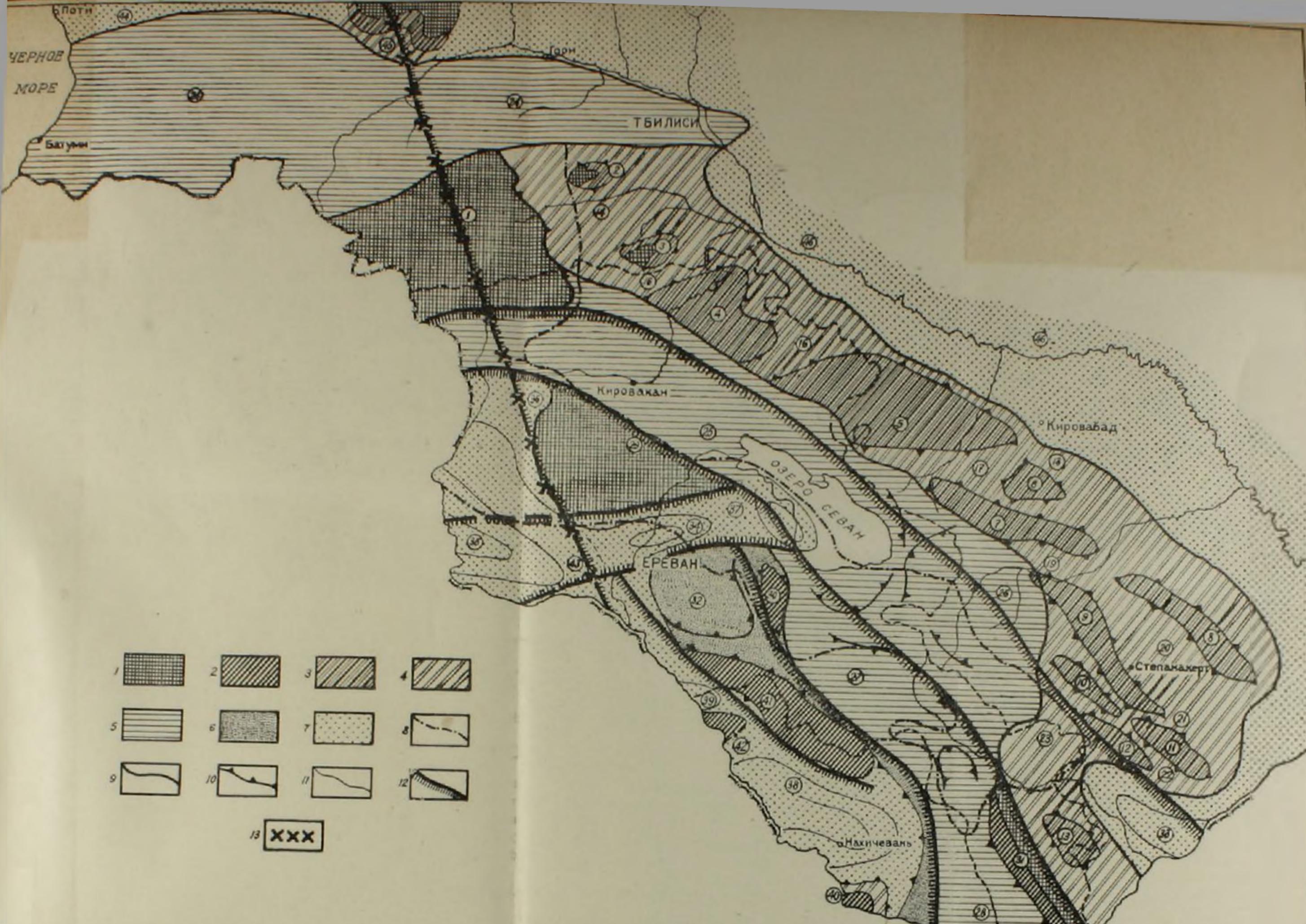
Основными фазами складчатости, обусловившими формирование главнейших плекативных структур и интрузивных комплексов являются:

**В области киммерийской складчатости:**

- а) среднеюрская и предверхнеюрская (подготовительная фаза),
- б) неокомская (главная фаза) и в) предпалеогеновая (завершающая).

**В области среднеальпийской складчатости:**

- а) предверхнеэоценовая (предварительная), б) предолигоценовая (главная) и в) предсреднеэоценовая (завершающая).



# СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ АНТИКАВКАЗА

## ОБЪЯСНЕНИЕ ЗНАКОВ В ЛЕГЕНДЕ

### СТРУКТУРНЫЕ ЯРУСЫ (ОБОБЩЕННЫЕ)

1. Докембрийско-нижнепалеозойский (выступы каледонских фрагментов в ядрах альпийских антиклинальных структур). 2. Герцинский (выступы герцинского основания в ядрах альпийских антиклинальных структур). 3. Нижне-среднеюрский. 4. Верхнеюрско-меловой. 5. Верхнемеловой—эоценовый+олигоцен—нижнемиоценовый (вулканогенно-осадочные фацни). 6. Верхнемеловой—эоценовый+олигоцен—нижнемиоценовый (преимущественно осадочные фацни). 7. Олигоцен-антропогенный. 8. Контуры распространения новейших лавовых покровов, маскирующих тектонические структуры. 9. Границы тектонических комплексов. 10. Контуры антиклинорий, синклинорий и тектонических впадин. 11. Изопахиты в наложенных мульдах и впадинах. 12. Региональные разрывные нарушения. 13. Зона транскавказского меридионального поднятия.

## ОБЪЯСНЕНИЕ ЦИФР НА КАРТЕ

### ОБЛАСТЬ РАННЕАЛЬПИЙСКОЙ (КИММЕРИЙСКОЙ) СКЛАДЧАТОСТИ (СОМХЕТО-КАФАНСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС)

Антиклинории: 1. Сомхетская глыба, 2. Храмский массив, 3. Локский массив, 4. Алавердский, 5. Шамхорский, 6. Гекгельский, 7. Мровдагский, 8. Агдамский, 9. Карабахский, 10. Лачинский, 11. Замзурский, 12. Старотагский, 13. Кафанский.  
Синклинории: 14. Болнисский, 15. Лалварский, 16. Иджеванский, 17. Дашкесанский, 18. Ахджакендский, 19. Тоурагачайский, 20. Степанакертский (Мартунинский), 21. Сарыбабинский, 22. Хузабюртский, 23. Гочасский.

### ОБЛАСТЬ СРЕДНЕАЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

А. Аджаро-Триалетская складчатая зона—24, Б. Складчатый комплекс Центральной части Армянской ССР.

Синклинории: 25. Севано-Ширакский; 26. Кельбаджарский; 27. Айоцзорский; 28. Ордубадский.

Антиклинории: 29. Апарано-Арзаканский массив; 30. Гегамский; 31. Южно-Сюникский.

### ОБЛАСТЬ ВЕРХНЕАЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ (СЕВЕРНЫЙ КРАЙ АНАТОЛИЙСКО-ИРАНСКОГО МЕЖГОРНОГО ПРОГИБА)

Синклинории: 32. Еревано-Вединский; 33. Акеринский.

Наложённые впадины: а) на Каледонском основании: 34. Ереванский соленосный бассейн; 35. Нижнеахурянский (Октемберянский) прогиб; 36. Ширакская впадина; 37. Севано-Разданская впадина; б) на Герцинском основании: 38. Нахичеванский соленосный бассейн; 39. Садаракская мульда.

Антиклинории: 40. Джульфинский; 41. Урцско-Айоцзорский; 42. Поднятие Герцинского субстрата в районе Волчьих ворот; 43. Паракар-Енгиджинское погребенное горстное поднятие Каледонского субстрата.

### СТРУКТУРЫ, ОГРАНИЧИВАЮЩИЕ МАЛЫЙ КАВКАЗ С СЕВЕРА И СЕВЕРО-ВОСТОКА

44. Рионская впадина (погребенная часть Грузинской глыбы), 45. Дзиркульский выступ Грузинской глыбы, 46. Куринская впадина.

**В области верхнеальпийской складчатости:**

а) преолигоценая и предсреднемиоценовая (предварительные), б) предэотическая (главная) и в) послепонтическая (завершающая).

Все эти фазы тектогенеза отчетливо фиксируются угловыми несогласиями, перерывами, трансгрессивными залеганиями толщ и другими структурно-фациальными отличительными признаками.

Указанные три разновозрастные складчатые зоны различаются стратиграфическими разрезами, типами пликтивных структур и формаций горных пород, историей эффузивного и интрузивного вулканизма и металлогеническими особенностями.

В геологическом строении Сомхето-Кафанского тектонического комплекса главную роль играют терригенные образования лейаса, мощная кератофиристо-порфиритовая формация доггера, а также вулканогенно-обломочные и карбонатные формации верхней юры и нижнего и верхнего мела. Из-под терригенных образований лейаса местами (Локский массив, бас. р. Ахум и др.) выступают метаморфизованные породы эопалеозоя, что свидетельствует об отсутствии в этой зоне отложений среднего и верхнего палеозоя. Чрезвычайно ограниченным распространением пользуются образования палеогена, а отложения неогена и антропогена почти полностью отсутствуют.

В области среднеальпийской складчатости (Аджаро-Триалетская складчатая зона и складчатый комплекс Центральной части Армянской ССР) в противоположность Сомхето-Кафанской зоне мощным развитием пользуются вулканогенные и терригенные образования палеогена и карбонатные отложения верхнего мела, при региональном отсутствии или незначительном развитии отложений юры.

В разрезе Приараксинской верхнеальпийской складчатой зоны широко распространены терригенные и карбонатные отложения среднего и верхнего палеозоя и триаса, а также верхнего мела, флишевые формации даний — палеоцена, терригенные и известняковые формации эоцена и олигоцена, красцветные молассы верхнего олигоцена — нижнего миоцена, гипсо-соленосная формация среднего и верхнего миоцена, вулканогенно-обломочные и молассовые образования мэотиса-понта и озерно-речные и вулканогенные образования верхнего плиоцена и постплиоцена.

Эффузивный вулканизм сравнительно слабо развит в Среднеараксинской зоне, характеризующейся многоосинклинальным типом развития, в то время как в Аджаро-Триалетии и складчатой зоне Центральной части Армянской ССР мощные проявления вулканизма отмечаются в палеогене, частично в верхнем мелу и в антропогене, а в Сомхетско-Кафанской зоне — в юре.

С основными этапами складчатости трех главнейших тектонических зон Антикавказа генетически тесно связано развитие интрузивного вулканизма. В зоне киммерийской складчатости крупные тела гранитоидов имеют предверхнеюрский и предсеноманский (по-видимому, неокомский) возраст, а в складчатой зоне Центральной части Армянской ССР широко

развиты ультраосновные интрузии верхнемелового и предверхнеэоценового возраста (офиолитовый пояс Малого Кавказа), пластовые интрузии габбро среднеэоценового возраста, гранитоиды предверхнеэоценового возраста и щелочные интрузии, внедрившиеся перед олигоценом. Мелкие тела гранитоидов восточного Айоцдзора и Северного Сюника прорывают вулканогенную свиту олигоцена и являются, по-видимому, досреднемиоценовыми.

В приараксинской многоэосинклинальной зоне гранитоидные интрузии отсутствуют. Незначительным развитием пользуются мелкие тела основных и ультраосновных пород (басс. р. Веди), по-видимому эоценового возраста, а также экстррузии и субвулканические тела андезитов, дацитов и др. кислых пород нижнеплиоценового и верхнеплиоценового возраста.

Указанные три геотектонические комплексы в главнейших своих чертах соответствуют структурно-металлогеническим зонам, выделенным на территории Армянской ССР И. Г. Магакьяном и С. С. Мкртчяном [14].

Область киммерийской складчатости, по указанным исследователям, характеризуется, в основном, медно- и серно-колчеданным оруденением, второстепенное значение имеют скарновые железорудные месторождения и полиметаллы.

Область среднеальпийской складчатости соответствует Памбак-Сюникской (Зангезурской) металлогенической зоне, которая характеризуется широким развитием медно-молибденового оруденения с подчиненным значением полиметаллов.

Приараксинская тектоническая зона характеризуется широким развитием галогенных образований и почти полным отсутствием магматогенных месторождений.

Эти разновозрастные складчатые зоны различаются также по морфогенетическим типам пликативных структур. Так, область среднеальпийской складчатости характеризуется развитием линейных, с ундулирующими шарнирами складок, а зона киммерийской складчатости — крупных брахиструктур. В приараксинской зоне широко развиты несимметричные брахискладки купола и соляная тектоника.

Любопытная картина получается при сопоставлении схемы тектонического районирования Антикавказа с картой гравитационных зон, составленной Э. Б. Аджимамудовым. Область киммерийской складчатости соответствует зоне СВ максимума, а приараксинская зона — ЮЗ максимуму. Складчатый комплекс Центральной части Армянской ССР соответствует зоне центрального гравитационного минимума.

Таким образом, расчленение территории Антикавказа на три разновозрастных комплекса обосновывается всеми основными геологическими признаками — стратиграфическими, историко-геологическими, металлогеническими и геофизическими.

Границами выделенных трех крупных структурных комплексов в большинстве случаев служат региональные тектонические швы (глубинные разломы) — Севано-Акеринский, Анкавано-Сюникский и Приараксинский, которые контролируют формации горных пород, изменение мощностей

отложений, металлогенические особенности и сейсмическую активность, а также проявления вулканизма и минеральных источников.

Эти три тектонические комплексы или структуры первого порядка подразделяются на структурные элементы второго и третьего порядка.

Характеристика структур указанных тектонических зон приведена в ряде работ [6, 7, 10, 13, 15, 17, 19, 23, 26]. Во избежание повторения в данной статье, мы отметим только некоторые особенности их строения и истории развития, которые не затронуты или слабо освещены в прежних работах.

*Область нижнеальпийской (киммерийской) складчатости* состоит из двух неравных структурных единиц — Сомхето-Карабахского мегаантиклинория и Кафанского антиклинория, разделенных нижнеакеринским прогибом, возникшим в олигоцене-миоцене.

В северо-западной части Сомхето-Карабахского мегаантиклинория, западнее Локского и Храмского массивов, по линии транскавказского субмеридионального поднятия выделена Сомхетская глыба, ныне скрытая под мощными покровами плиоценовых и антропогенных вулканогенных образований.

В работах грузинских геологов [9, 10, 12] приведены данные, характеризующие геологическое строение и историю развития этой жесткой глыбы.

На основании палеогеографических и геофизических данных можно полагать, что эта глыба сложена в основном метаморфическими и кристаллическими породами докембрия-эопалеозоя, местами перекрытыми континентальными образованиями пермо-карбона и маломощными, слабо дислоцированными отложениями юры и мела.

В эпоху альпийской складчатости Сомхетская глыба играла роль срединного массива и обусловила простирание и морфологические особенности структур, обрамляющих ее с севера и юга геосинклинальных прогибов — Аджаро-Триалетского и Севано-Ширакского.

*Область среднеальпийской складчатости* состоит из двух крупных структурных зон — Аджаро-Триалетской на севере и складчатой зоны Центральной части Армянской ССР на юге, которые обнаруживают большое сходство между собой по возрасту складчатости, типам формаций горных пород (флишевые, вулканогенные и терригенные формации палеогена) и по типам пликативных структур (развитие линейных, с ундулирующими шарнирами антиклиналей и синклиналей).

Заложение указанных структурных зон имело место в верхней юре — нижнем мелу, вслед за инверсией и поднятием Антикавказской киммерийской геосинклинальной зоны.

Аджаро-Триалетская складчатая система имеет широтное простирание и диагонально налегает на Абхазо-Карабахскую зону киммерийской складчатости.

П. Д. Гамкрелидзе подразделяет эту складчатую систему на три зоны — северную с опрокидыванием складок на север; центральную, характеризующуюся развитием всеорообразных и сундучнообразных складок и

южную — с опрокидыванием складок на юг. Первая крупная фаза складчатости здесь имела место перед верхним эоценом (Триалетская фаза по П. Д. Гамкрелидзе), в результате чего осевая часть зоны геоантиклинально воздымается, а вдоль ее северной и южной периферии формируются боковые прогибы — Гурийский и Ахалцихский, в которых происходит осадконакопление в олигоцене и миоцене.

Полная инверсия Аджаро-Триалетского геосинклинального прогиба и превращение его в складчатую систему имеет место в конце нижнего миоцена в результате предчокракской фазы складчатости.

*Складчатая зона Центральной части Армянской ССР* представляет собой крупную и сложно-построенную складчатую систему, состоящую из нескольких синклиналией и антиклиналией, дисгармонично примыкающих к структурам Сомхето-Кафанского тектонического комплекса.

Выделяются две синклиналии — Севано-Ширакско-Кельбаджарская и Айоцзор-Ордубадская — разделенные Анкавано-Сюникским региональным тектоническим швом.

Эти синклиналии образовались на месте сравнительно узкого и глубокого геосинклинального рифта, возникшего в мелу на стыке двух важнейших нижнеальпийских геотектонических зон Малого Кавказа — Сомхето-Кафанской антикавказской геосинклинали и Армянской геоантиклинали. Указанные зоны мы рассматриваем как глубинные разломы в широком смысле или шовные геосинклинали, чем определяются их многие структурно-фациальные особенности — большая мощность отложений, широкое развитие эффузивного и интрузивного вулканизма, эндогенная минерализация, складчатость линейного типа, метаморфизация отложений вдоль крупных разломов и др.

В составе рассматриваемых зон выделяются четыре кулисообразно расположенных синклиналией — Севано-Ширакский, Кельбаджарский, Айоцзорский и Ордубадский, разделенных поперечными антиклинальными перемычками. Последние характеризуются уменьшенными мощностями отложений и слабым проявлением вулканизма.

К югу от Севано-Ширакского синклиналии расположен Анкаванский (Арзаканский) кристаллический массив, с выходом в сводовой части эопалеозойского метаморфического субстрата.

В юго-восточной части Антикавказа расположен Сюникский антиклиналии, в ядре которого узкой полосой, вытянутой с ЮВ на СЗ, выступают эопалеозойские метаморфические породы и несогласно их перекрывающие вулканогенно-осадочные образования девона. Этот антиклиналии вплотную примыкает к Кафанскому антиклиналию, отделяясь от него Анкавано-Сюникским глубинным разломом. По всем признакам он представляет собой типичный шовный антиклиналии [7], который, как известно, образуется преимущественно в зонах глубинных разломов.

*Область верхнеальпийской складчатости* охватывает Приараксинскую зону Антикавказа, являющуюся северным краем Анатолийско-Иранского межгорного прогиба. В строении этой тектонической зоны принимают участие олигоцен-миоценовые наложенные впадины и разделяющие их ан-

тиклинальные поднятия палеозойского основания. Среди этих наложенных впадин наиболее крупной является *Среднеараксинская*, выполненная песчано-глинистыми морскими отложениями датского яруса — палеоцена, эоцена, нижне-среднего олигоцена, молассовыми образованиями верхнего олигоцена — нижнего миоцена и соленосными отложениями среднего-верхнего миоцена, которые несогласно перекрыты озерно-речными и вулканогенными образованиями плиоцена и постплиоцена.

Среднеараксинская впадина в тектоническом отношении не является единой структурой, а состоит из четырех прогибов — Нижнеахурянского (Октемберянского), Ереванского, Садаракского и Нахичеванского, разделенных поперечными поднятиями эопалеозойского и герцинского субстрата. К числу последних относятся Паракар-Енгиджинское погребенное горстовое поднятие, отделяющее Нижнеахурянский прогиб от Ереванского, Араратское, расположенное между Ереванским и Садаракским прогибами, Волчьи ворота, отделяющие Садаракский прогиб от Нахичеванского.

Аналогичное строение имеет *Севанская впадина*, возникшая также в олигоцене-миоцене в южной части Севано-Ширакского синклинория вдоль Анкавано-Сюникского глубинного разлома. Большое фациальное сходство заполняющих эту впадину соленосных отложений миоцена и вулканогенных и озерных образований плиоцена и антропогена с синхронными отложениями Ереванского бассейна, не оставляет сомнения в том, что эти два бассейна в миоцене и плиоцене широко сообщались и что Севанская впадина являлась по существу северо-восточным заливом Ереванского миоценового соленосного бассейна.

К числу олигоцен-миоценовых наложенных впадин относятся также *Акеринская впадина* в юго-восточной части Антикавказа и *Ширакская*, расположенная в его юго-западной части.

С северо-востока Среднеараксинская впадина ограничивается *Урцско-Айоцдзорским антиклинорием*, сложенным средне-верхнепалеозойскими отложениями, которые на крыльях антиклинальных складок трансгрессивно и несогласно перекрываются верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями.

Сходное с Урцско-Айоцдзорским антиклинорием строение имеет *Джультфинское* антиклинальное поднятие, ограничивающее Нахичеванскую соленосную мульду с юго-востока.

\* \* \*

Характерные особенности строения и истории развития Антикавказа — брахиформность геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий, глыбовой характер этих первичных глубинных структур, интенсивное проявление вулканизма, кулисообразное расположение главнейших структурных элементов (антиклинориев и синклинориев), наличие региональных зон поперечных поднятий и прогибов и др., отмечены в нашей предыдущей работе [7]. К ним можно прибавить еще одну особенность, заключающуюся в следующем.

История геотектонического развития Антикавказа показывает, что

процесс развития отдельных структурных зон, их заложение и дальнейшее развитие, имеет волнообразный характер. Зоной наиболее древней альпийской (киммерийской) складчатости является Сомхето-Кафанский тектонический комплекс. Складчатость и поднятие этой зоны, имевшие место в верхней юре и неокоме, сопровождались образованием по ее северному и южному краям Аджаро-Триалетского и Севано-Ширакско-Ордубадского геосинклинальных прогибов. В результате складчатости и поднятия последних в верхнем палеогене и нижнем миоцене неосинклинальные прогибы еще более мигрируют к северу и югу — Рионо-Куринская и Среднеараксинская впадины.

Таким образом, процессы заложения новых геосинклинальных прогибов, с одной стороны, и складчатостей и поднятий, т. е. инверсия древних зон — с другой, неразрывно друг с другом связаны и представляют разные стороны единого процесса развития.

Внедрение крупных гранитоидных интрузий происходит в эпохи инверсии геотектонических зон; когда одни геосинклинальные зоны вовлекаются в складчатость и поднятие, а в соседстве с ними имеет место заложение новых прогибов.

Как уже указывалось, на Антикавказе выделяются три такие эпохи структурообразования — нижнеальпийская или киммерийская (Сомхето-Кафанская зона), среднеальпийская (образование Аджаро-Триалетской и Севано-Ширакско-Ордубадской складчатых зон) и верхнеальпийская, обусловившая возникновение наложенных впадин и мульд. Им же соответствуют гранитоиды верхнеюрского — неокомского возраста Сомхето-Кафанского тектонического комплекса, гранитоидные и щелочные интрузии верхнепалеогенового-нижнемиоценового возраста Севано-Ширакско-Ордубадской и Аджаро-Триалетской складчатых зон и лакколиты, интрузивные залежи и субвулканы нижнеплиоценового возраста верхнеальпийской складчатости Приараксинской зоны.

\* \* \*

Антикавказ с севера ограничивается Рионо-Куринской депрессией, которая отделяет его от складчатой зоны Большого Кавказа.

Рионо-Куринская (или Закавказская) низменность, согласно новым данным, в тектоническом отношении представляет срединный массив, который был консолидирован еще в каледонское время, а в герцинском и нижнеальпийском этапах служил геоантиклиналью. Исследование грузинских геологов, а также данные буровых скважин, заложенных в районе Колхидской низменности, показали, что мезозойские и палеогеновые отложения Рионской низменности по мощностям, фациальным особенностям и типам пликативных структур (покровные складки) резко отличаются от синхронных отложений геосинклинальных зон Большого Кавказа и Антикавказа и вместе с тем обнаруживают большое сходство с отложениями платформенных областей. Кроме того, установлено, что границы Рионской низменности с соседними складчатыми зонами выражаются разрыв-

ными нарушениями с опрокидыванием и надвиганием складок на Рионскую низменность.

На этом основании А. И. Джанелидзе, П. Д. Гамкрелидзе и др. грузинские геологи называют ее «платформой» или «глыбой».

Субстрат указанной глыбы обнажается в районе Сурамского перевала — Дзирульский кристаллический массив, а к востоку и западу от последнего он глубоко погружается.

По В. Е. Хаину [24] Закавказский срединный массив до палеогена включительно имел геоантиклинальный характер развития и начиная с миоцена, т. е. с эпохи наиболее интенсивного поднятия соседних геосинклинальных зон — Аджаро-Триалетской и южного склона Большого Кавказа — он интенсивно прогибается, превращаясь в межгорную впадину — Рионскую на западе (Грузинская глыба) и Куринскую на востоке. Последние выполнены мощными толщами озерно-континентальных молассовых образований и морских отложений миоцена, плиоцена и антропогена.

В западном направлении Грузинская глыба прослеживается через бассейн Черного моря в районе Валахской и Мизийской низменностей — *Понтическая глыба* по Е. С. Бончеву [5].

Согласно указанному исследователю, Понтическая глыба, являющаяся основной структурной единицей черноморского бассейна, имеет герцинский фундамент, эпиконтинентальный чехол мезо-кайнозойского возраста и в Альпийской геосинклинальной области играла роль форланда. Черноморская впадина с запада ограничивается *Мизийской* (Северо-Болгарской) глыбой, отделяющей ее от расположенного к западу *Гетского* или *Валахского* прогиба. По Е. С. Бончеву, Мизийская глыба составляет часть огромного поднятия — *диагонального вала* — в восточной части Балканского полуострова, которое прослеживается на СВ в области Тарханкутских поднятий, а на ЮЗ, охватывая несколько кулисообразно расположенных антиклинальных туморов (воздыманий) упирается в западную часть *Родопской* глыбы.

По В. Е. Хаину [25], указанный диагональный вал расположен на зоне крупнейшего поперечного поднятия, прослеживающегося от восточной части Балканского полуострова через Добруджинское поднятие, Украинский и Белорусский массивы к Балтийскому щиту. Эта зона поднятия, по указанному исследователю, отделяет Крымско-Кавказскую складчатую дугу от Карпатско-Балканской.

К юго-востоку от Дзирульского массива расположена восточная часть Закавказского срединного массива — *Куринская впадина*. О наличии здесь древнего, погребенного поднятия, свидетельствуют кроме геологических и палеогеографических данных также и геофизические данные.

В районе Кура-Араксинской низменности установлен крупный гравитационный максимум — *Кюрдамирский вал* по М. С. Абакелия или *Талышко-Вандамский максимум* В. В. Федынского.

По Л. К. Татевосян [21], мощность гранитного слоя в районе Талышко-Вандамского максимума очень незначительная, а базальтовый слой

залегает на глубине 4,5—5 км. По Р. М. Гаджиеву [8], резкое уменьшение гранитного слоя и приближение к поверхности раздела Мохоровичича наблюдается также в южной части впадины Каспийского моря. К такому же выводу о глубинном строении Куринской депрессии пришел М. С. Абакелия на основании данных о плотностях горных пород, гравитационных аномалий, результатов геолого-съемочных работ и опорно-разведочного бурения [1].

По его мнению, фундамент Куринской депрессии имеет ступенчатое строение, при этом приподнятые участки его — Дзирульский массив, Кюрдамирский «мост» отвечают зонам поперечных антикавказских поднятий.

Далее к востоку Куринская впадина через впадину южного Каспия переходит в Закаспийскую (Западнотуркменскую) впадину.

По данным И. А. Резанова [18], в центральной части Закаспийской низменности наблюдается широкое поле гравитационного максимума, которое прослеживается на запад в Южнокаспийскую впадину. Хотя мезокайнозойские отложения Закаспийской впадины имеют значительную мощность (7—8 км), они дислоцированы очень слабо и соответствуют структурам платформенного типа.

Таким образом, складчатая система Антикавказа с севера граничит с зоной Каледонско-Герцинской консолидации, прослеживающейся от Закаспийской низменности на востоке и до Валахской низменности на западе.

Среди тектонических зон Антикавказа наиболее древней является Сомхето-Кафанский мегаантиклинорий. Он прослеживается от Кафанского района и Карабахского нагорья на юго-востоке до Локского и Храмского массива на северо-западе. Дальше к западу эта структурная зона смыкается с Ахалкалакским вулканическим нагорьем. На основании регионально-геологических, палеогеографических и геофизических данных, допускается, что в районе Ахалкалакского вулканического нагорья древний консолидированный субстрат находится на небольшой глубине, а юрские и более молодые образования или отсутствуют, или же очень маломощные [7].

Выше было отмечено, что мощное развитие неогенового и антропогенового вулканизма, характерное для Армянского тектонического комплекса, приурочено к районам растущих геоантиклинальных поднятий, в которых эопалеозойский метаморфический субстрат или обнажается или же находится ближе к земной поверхности. Кроме того, Ахалкалакское вулканическое нагорье, расположенное в зоне транскавказского меридионального поднятия, характеризуется отрицательной аномалией силы тяжести, что свойственно Арзаканскому кристаллическому массиву и Гетамскому нагорью, в которых Каледонский субстрат выступает на поверхность.

Учитывая эти данные, мы присоединяемся к мнению Л. А. Варданяца и считаем, что антикавказская юрская геосинклинальная зона северного склона Антикавказа в северо-западном направлении прослеживается

ся в Абхазии и составляет вместе с последней единую *Абхазо-Кафанскую* антикавказскую тектоническую зону, получившую свое структурное оформление, в основном, в нижнем мелу. С альба она начинает расчленяться путем наложения на нее новых поперечных к ней геосинклинальных прогибов — *Аджаро-Триалетского* и *Севано-Ширакско-Кельбаджарского*.

Северо-западное продолжение *Абхазо-Кафанской* зоны следует искать, по-видимому, южнее горного Крыма, ныне погребенного под котловиной Черного моря.

Гораздо более труднее установить юго-восточное продолжение рассматриваемой тектонической зоны.

Наибольшее сходство она обнаруживает с центральной частью *Эльбурс-Аладагского мегаантиклинория*, где юрские вулканогенно-осадочные образования несогласно лежат на метаморфических породах палеозоя. По И. А. Резанову [18] рассматриваемая часть *Эльбурс-Аладагского* складчатого сооружения, как и *Абхазо-Кафанская* зона, вовлекалась в крупное прогибание в нижнеальпийскую эпоху (юра-неоком) и получила свое структурное оформление в начале нижнего и в конце верхнего мела. Здесь также тектонические движения, происходившие в нижнем мелу, обусловили внедрение интрузий гранитоидов [28].

К северу от *Абхазо-Кафанской* зоны расположена *Аджаро-Триалетская* складчатая зона (северное звено складчатой области Антикавказа), а к югу от нее — *Севано-Ширакско-Ордубадское* складчатое сооружение. Обе эти складчатые зоны, по возрасту являются среднеальпийскими и обнаруживают большое сходство по геологическому строению и истории развития.

Пликативные структуры *Аджаро-Триалетской* зоны, имеющие близширотное простирание, в районе Черного моря (*Гурийско-Аджарский хребет*) меняют свое направление на юго-запад и переходят в складчатую систему *Северной Анатолии* — *Понтиды*. Поворот пликативных структур *Аджаро-Триалетской* системы у Черного моря, вероятно, следует поставить в прямую связь с наличием на дне Черного моря жесткой массы — *Понтической* глыбы, вокруг которой складки Альпийского возраста огибаются.

Такой же поворот антиклинальных и синклинальных складок наблюдается и в западной части *Севано-Ширакского* синклинория, где пликативные структуры близширотного простирания принимают юго-западное направление и прослеживаются далее до соединения с *Понтидами*.

Все эти данные позволяют считать, что *Понтиды* и указанные зоны Антикавказа составляют единую складчатую систему, расположенную во внутренней части Альпийской геосинклинальной области юга Евразии. Вдоль южного подножья *Понтид* развита система крупных разломов, протягивающаяся от *Саросского залива* на западе и до *Эрзерума* и *Эринджа* на востоке, на протяжении около 1400 км. Этот крупный разлом (*Северо-Анатолийский сброс* по *Фюруну*), согласно данным *Е. С. Бончева* [5], прослеживается на запад к *Балканскому хребту* и на северной ок-

райне Родопского массива упирается в южное окончание вышеуказанного диагонального вала.

Восточным продолжением Северо-Анатолийского разлома на Антикавказе следует считать парные глубинные разломы, ограничивающие Севано-Ширакско-Ордубадскую складчатую зону с северо — северо-востока (Севано-Акеринский разлом) и с юго — юго-запада (Анкавано-Сюникский разлом).

Как в Понтидах, так и на Антикавказе эти разломы продолжают действовать и в современную геологическую эпоху, что доказывается геоморфологическими данными, приуроченностью к ним очагов землетрясений и выходов минеральных источников. С ними же связана офиолитовая зона верхнемелового и эоценового возраста.

Понтиды далее к западу переходят в Карпатско-Балканскую складчатую зону, которая обнаруживает значительное сходство с Понтидами по времени формирования структур. В обоих сравниваемых складчатых зонах главные фазы складчатости имели место на границе нижнего и верхнего мела, верхнего мела и палеогена, перед верхним эоценом и перед олигоценом.

Вместе с тем обнаруживается и значительное различие между ними. Понтиды и Антикавказ отличаются от Карпатско-Балканской складчатой системы гораздо более мощным развитием эффузивного и интрузивного вулканизма и большей амплитудой новейших тектонических движений. Это различие быть может обусловлено тем, что Карпатско-Балканская зона была отделена от Понто-Кавказской складчатой системы глубинным разломом, проходящим в субмеридиональном направлении, примерно по стыку Понтид и Балканид [25]. По мнению В. Е. Хаина, возможно, что этот разлом является северным продолжением системы меридиональных разломов Африкано-Аравийской платформы.

Более сложным является вопрос восточного продолжения описываемых тектонических зон Антикавказа. По П. Д. Гамкрелидзе [9, 10], М. М. Рубинштейну [20] и В. П. Ренгартену [19], Аджаро-Триалетская складчатая зона затухает восточнее Тбилиси, а К. Н. Паффенгольц [17], В. Е. Хайн [23] и другие считают, что она восточнее Тбилиси погружается под молодые образования Куринской депрессии и далее к юго-востоку переходит в складчатое сооружение Талыша.

Согласно Л. А. Варданянцу восточным продолжением Аджаро-Триалетской зоны является складчатая система Ширакской возвышенности и на этом основании делает вывод «об отражении дислокации Аджаро-Триалетской системы в пределах Кавказской системы» [6].

Отсутствие данных, касающихся фациальных и структурных особенностей верхнемеловых и палеогеновых отложений Куринской депрессии затрудняет решение вопроса тектонической связи горных сооружений Аджаро-Триалети и Талыша.

На востоке антиклинорий Талыша, по-видимому, переходит в северное крыло Эльбрусского мегаантиклинория, которое, как и Талыш, сло-

жено мощными толщами вулканогенно-осадочных образований верхнего мела и палеогена [18].

В таком случае Севано-Ширакско-Ордубадский складчатый комплекс Антикавказа может соответствовать южному складчатому крылу Эльбурского мегаантиклинория — *Антиэльбурсскому антиклинорию*, сложенному вулканогенно-осадочными образованиями верхнего мела и мощной (3000 м) зеленой туфогенной свитой эоцена.

Таким образом, мегаантиклинорий Эльбурса в целом является восточным—юго-восточным продолжением складчатого сооружения Антикавказа (не считая Приараксинскую зону последнего) и подобно ему имеет сложное строение (состоит из нескольких разнофациальных и разновозрастных структурных зон).

Самым южным геотектоническим элементом Антикавказа является Приараксинская зона верхнеальпийской складчатости, отличающаяся слабым развитием интрузивного и эффузивного вулканизма, мощным развитием молассовых и соленосных формаций неогена и брахиформной складчатостью.

По своему геологическому строению и истории развития эта зона напоминает герцинские массивы центральной Анатолии и Ирана.

По Р. Фюрону [27], центральная Анатолия представляет собой зону возвышенных плато, протягивающуюся с запада на восток и состоит из двух массивов — Эгейского на западе и Галатского на востоке, сложенных метаморфическими породами палеозоя, интродуцированными телами гранитоидов.

Эти два палеозойских массива, перекрытые слабо дислоцированным мезо-кайнозойским чехлом, разделены складчатым поясом меридионального простирания. По мнению Р. Фюрона, указанные срединные массивы, расположенные между складчатыми сооружениями Понтид на севере и Таврид на юге, определили конфигурацию альпийских горных цепей и обусловили крупный изгиб Тавра и Писидии [27].

Южнее и юго-восточнее Приараксинской зоны расположено центральное плато Ирана, представляющее в структурном отношении срединный массив, разделяющий складчатую зону Эльбурса и Туркмено-Хорасанских гор от складчатой системы южного Ирана — *антиклинория Загроса*. Герцинский массив центрального Ирана, сложенный сильно дислоцированным и метаморфизованным палеозоем в альпийском этапе развития характеризовался преобладанием восходящих движений и только во время крупных трансгрессий отдельные его части покрывались морем. Этот массив, также как и Приараксинская зона Антикавказа и Анатолиды, расчленен на отдельные, сравнительно мелкие глыбы, между которыми развиты неогеновые наложенные впадины, выполненные соленосными и молассовыми образованиями. Основными фазами складчатости, обусловившими формирование куполовидных и брахиаксальных пликативных структур центрально-Иранского массива, по данным А. Гансера [11], были досреднедевонская, доюрская, досреднемеловая (предальб-сенманская), донижне-среднеюрская, донижнеэоценовая, досреднеэоцено-

вая, средне-верхнемиоценовая, доплиоценовая, позднеплиоценовая, плейстоценовая, современная. Любопытно отметить отсутствие герцинских фаз складчатостей даже в районах наиболее интенсивного проявления диастрофизма.

Таким образом, в центральной части Альпийского орогена Малой Азии и Ирана располагается зона палеозойских срединных массивов, которая в заключительную стадию Альпийского тектонического этапа (олигоцен-антропоген) превратилась в систему обширных межгорных впадин — *Анатолийско-Иранская система впадин*. Эта зона впадин, протягиваясь от района Эгейского моря на западе и до Хорасанских и Кайенских гор на востоке, разделяет две крупные складчатые системы — *Понто-Антикавказско-Эльбурсскую* на севере и *Тавро-Загросскую* на юге. В период альпийской складчатости и формирования структур Анатолийско-Иранская зона срединных массивов играла большую роль. Ею обусловлены извилистые контуры, изгибы и виргации складчатых структур указанных двух горных систем.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 6.11. 1961.

#### Ա. Հ. ԳԱՐԻԵԼՅԱՆ

### ԱՆՏԻԿՈՎԿԱՍԻ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ՇՐՋԱՆԱՑՈՒՄԸ ԵՎ ՆՐԱ ԳԻՐՔԸ ՍՍՌՄ-ի ՀԱՐԱՎԻ ԵՎ ՆՐԱՆ ԿԻՑ ԵՐԿՐՆԵՐԻ ԱԼՊԻԱԿԱՆ ՕՐՈՒԿԵՆ ՍԻՍՏԵՄՈՒՄ

#### Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ժալքավորման հասակի հիման վրա Անտիկովկասը ստորաբաժանվում է երեք տեկտոնական կոմպլեքսների՝

ա) ստորին ալպիական (կամ կիմերեյան) ծալքավոր մարզ, որն ընդգրկում է Սոմխեթո-Ղարաբաղի մեզանտիկլինորիումը և Ղափանի անտիկլինորիումը.

բ) միջին ալպիական ծալքավոր մարզ, որի մեջ մտնում են Աջարո-Քրիաթեթի և կենտրոնական Հայաստանի ծալքավոր գոնաները,

գ) վերին ալպիական ծալքավոր մարզ, որը ընդգրկում է Անդրկովկասի մերձարարսի հատվածը:

Տեկտոնական շարժումների գլխավոր ֆազերը, որոնցով պայմանավորված են կիմերեյան ծալքավոր մարզի հիմնական ստրուկտուրաների ձևավորումը, ինտրուզիաների ներդրումը և էնդոգեն հանքայնացումները, տեղի են ունեցել վերին յուրալից առաջ (նախնական ֆազա), նեոկսումում (գլխավոր ֆազա) և պալեոգենից առաջ: Միջին ալպիական ծալքավոր մարզի համար գլխավոր տեկտոնական ֆազերն են համարվում այն տեկտոնական շարժումները, որոնք տեղի են ունեցել վերին էոցենից առաջ (նախնական ֆազա), օլիգոցենից առաջ (գլխավոր ֆազա) և միջին միոցենից առաջ:

Վերին ալպիական ծալքավոր մարզում գլխավոր տեկտոնական շարժումների տեղի են ունեցել օլիգոցենից առաջ, մեոտիսից առաջ (գլխավոր ֆազա) և պոնտից հետո:

Նշված բոլոր տեկտոնական ֆազերը ցայտուն կերպով դրսևորվում են անկյունային աններդաշնակություններով, ընդմիջումներով, տրանսգրեսիվ տեղադրումներով և այլ ստրուկտուրային ու ֆազիալ առանձնահատկություններով:

Այդ տարրեր հասակի ծալքավոր զոնաները միմյանցից տարբերվում են ստրատիգրաֆիական կտրվածքներով, ստրուկտուրաների ու ֆորմացիաների տիպերով, ինտրուզիվ և էֆուզիվ հրաբխականության պատմությամբ և մետալոգենիական առանձնահատկություններով:

Անտիկլիկասը հյուսիսից սահմանափակվում է Ռիոն-Քոի դեպրեսիայով, որը անջատում է նրան Մեծ կովկասի ծալքավոր զոնայից:

Ռիոն-Քոի հարթավայրը տեկտոնական տեսակետից իրենից ներկայացնում է միջանկյալ զանգված, որը կոնսոլիդացվել է դեռ կալեդոնյան և հերցինյան էտապներում, իսկ ստորին ալպիական էտապում ծառայել է որպես գեոսինկլինալ: Սուրամի անտիկլինալային բարձրացումով, նշված դեպրեսիան բաժանվում է երկու մասերի՝ Ռիոնի և Քոի դեպրեսիաների:

Արևմտյան ուղղությամբ Ռիոնի դեպրեսիան կամ վրացական բեկորը Սև ծովի ավազանով ձգվում է մինչև Վալախիայի ցածրությունը (պոնտական բեկորը ըստ է. Ս. Բոնչեվի): Քոի դեպրեսիան դեպի արևելք տարածվում է Կասպից ծովի հարավային մասով դեպի Անդրկասպիական (Արևմտա-թուրքմենական) ցածրությունը:

Կիմերեյան ծալքավոր մարզը (Սոմխեթո-Ղարաբաղի զոնան) հյուսիսարևմտյան ուղղությամբ տարածվում է մինչև Աբխազիա, և վերջինիս հետ միասին կազմում է Աբխազո-Ղափանի տեկտոնական զոնան: Նրա հարավ-արևելյան շարունակությունն է կազմում էլբուրսի անտիկլինորիումի հյուսիսային թևեր:

Միջին ալպիական ծալքավոր մարզը դեպի արևմուտք միանում է պոնտական ծալքավոր զոնայի հետ (որը սահմանափակվում է պոնտական բեկորը հարավից), իսկ նրա հարավ-արևելյան շարունակությունն է կազմում էլբուրսի անտիկլինորիումի հյուսիսային և հարավային թևերը:

Վերին ալպիական (Արաքսի) ծալքավոր զոնան կազմում է Իրան-Անատոլիական միջլեռնային իջվածքի հյուսիսային մասը: Այդ իջվածքը գտնվում է երկու խոշոր ծալքավոր սիստեմների (Պոնտ — Անտիկովկաս — էլբուրսի և Թավրո-Ջազրոսի) միջև կազմված է մի շարք պալեոզոյան հիմք ունեցող զանգվածներից ու նրանց միջև գտնվող վերին ալպիական էտապում առաջացած իջվածքներից:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абакелия М. С. Гравитационные аномалии и геологическое строение Куринской депрессии. Сборник трудов Геол. института АН ГрузССР, 1959.
2. Аджимамудов Э. Б. О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа. ДАН АрмССР, т. XXIV, № 4, 1957.
3. Азизбеков Ш. А. Тектоника Нахичеванской АССР по новым данным. «Тр. совещ. по тект. Альп. геос. обл. юга СССР». Изд. АН АзССР, 1956.

4. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, 1958.
5. Бончев Е. С. Некоторые вопросы тектоники восточной части Балканского полуострова в связи с тектонической проблемой Причерноморья. БМОИП, отд. геол., т. XXXII, (6), 1957.
6. Варданянц Л. А. Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1:1 000 000. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. X, 1955.
7. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН АрмССР, 1959.
8. Гаджиев Р. М. Опыт геотектонического истолкования аномалии силы тяжести восточного Азербайджана. Автореферат канд. диссертации, 1958.
9. Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. АН ГрузССР, 1949.
10. Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Грузии. «Тр. геол. ин-та АН ГрузССР», т. X (XV), 1957.
11. Гаксер А. Новые данные о геологии центрального Ирана. «Тр. IV межд. нефт. конгресса», т. I. Геология нефтяных и газовых месторождений, 1956.
12. Джанелидзе А. И. К вопросу о геотектоническом расчленении Грузии. «Вопросы петрографии и минералогии», т. I, Изд. АН СССР, 1953.
13. Леонтьев Л. Н. «Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа». БМОИП, отд. геол., т. XII, № 4, 1949.
14. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изд. АН АрмССР, сер. геол. и геогр., № 4, 1957.
15. Милановский Е. Е. Некоторые основные вопросы истории тектонического развития Малого Кавказа. «Тр. совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР». Изд. АН АзССР, 1956.
16. Муратов М. В. Тектоническая структура и история развития северной окраины Крымско-Кавказской геосинклинальной области. «Тр. совещ. по тект. альп. обл. юга СССР». Изд. АН АзССР, 1956.
17. Паффенгольц К. Н. Сейсмотектоника Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Изд. АН АрмССР, 1946.
18. Резанов И. А. Тектоническая карта Туркмено-Хорасанских гор. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1958.
19. Ренгартен В. П. Общий очерк тектоники Кавказа. Тр. XVII сессии Межд. геол. конгр., т. II, 1939.
20. Рубинштейн М. М. К проблеме геотектонического расчленения Грузии. Сб. трудов геол. ин-та ГрузССР, 1951.
21. Татевосян Л. К. Глубинное строение земной коры Закавказья по данным гравиметрии. Автореферат канд. диссертации, 1958.
22. Тектоническая карта Азербайджанской ССР масштаба 1:500 000, 1956.
23. Хаин В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Советская геология», сб. 39, 1919.
24. Хаин В. Е. Закавказский срединный массив и концепция Грузинской глыбы. «Сборник трудов геол. ин-та АН ГрузССР», 1959.
25. Хаин В. Е. Сравнительный обзор тектоники Кавказа, Карпат и Балкан. Автореферат доклада. БМОИП, отд. геол., № 3, 1959.
26. Шихалибейли Э. Ш. Тектоническое строение восточной части Малого Кавказа. «Сов. геол.», № 11, 1959.
27. Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Изд. ИЛ, 1955.
28. Bonnard E. Contribution a' la connaissance geologique du Nord-Est del' Iran. Ecl. geol. Helv. Vol. 32, № 2, 1944.
29. Paresas Ed. La tectonique transversale de la Turquie. Publ. In-st. geol. de l'Univ. d'I-tambul, 8, 1940.
30. Sch'oeder V. W. Essai sur la structure de l'Iran. Ecl. geol. Helv., v. 32, 1, 1944.
31. Furon R. Geologie du plateau Iranien. Mem. mus. Hist. Nat., N. S., 7, 1941.

ПЕТРОГРАФИЯ

Г. П. БАГДАСАРЯН, Р. Х. ГУКАСЯН

О ВОЗРАСТЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ИНТРУЗИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

За последние годы благодаря систематическим детальным геологическим и петрографическим исследованиям накоплен весьма значительный и ценный фактический материал по стратиграфии, тектонике, петрографии и металлогении разновозрастных магматических формаций Армянской ССР, составлены их геологические карты. Однако остаются далеко еще окончательно не выясненными вопросы возраста и последовательности формирования ряда интрузивных массивов и вулканогенных толщ (в том числе рудоносных и рудовмещающих), играющих важную роль в геологическом строении Армении.

Разрешение этих вопросов имеет, разумеется, большое научно-теоретическое и практическое значение, ибо многочисленные месторождения, проявления различных металлов и неметаллов, на территории Армении генетически связаны с разновозрастными магматическими формациями. Правильное научное освещение вопросов магматизма на примере Армении сыграло бы, на наш взгляд, немаловажную роль в изучении магматической геологии и петрологии некоторых других регионов.

Затруднения в решении вопроса возраста и последовательности формирования интрузий обусловлены не только сложностью и многообразием проявления глубинного и эффузивного магматизма в различные этапы истории геологического развития Армянского нагорья. Главные затруднения здесь вызваны в подавляющем большинстве случаев:

а) отсутствием в стратиграфических разрезах районов развития интрузивных пород биостратиграфически датированных отложений, следовавших непосредственно или с незначительным интервалом вслед за формированием данного интрузивного массива;

б) недостаточной ясностью стратиграфического положения и возраста отдельных немых осадочно-вулканогенных формаций, определяющих нижний и верхний возрастные границы данного массива.

Начатые более полтора года назад впервые в Армении систематические радиологические методы определения абсолютного возраста минералов и пород, выполненные в масс-спектрометрической лаборатории ИГиН АН Армянской ССР, дали первые положительные результаты в решении указанных вопросов.

Существенное значение имеют при этом следующие обстоятельства:

1. В случае, когда возраст отдельного интрузивного массива страти-

графически достаточно точно датирован, радиологические данные приводят к сходным результатам, подтверждая результаты геологических представлений.

2. В том случае, однако, когда выводы о времени формирования интрузива, за неимением соответствующих фактических материалов, основаны на косвенных данных, т. е. являются в значительной степени условными, то радиологические методы определения абсолютного его возраста часто приводят к иным результатам. Отсюда возникает необходимость проведения более детального изучения геологической обстановки данного интрузива с целью уточнения представлений о его возрасте.

Одновременно подвергались дополнительным, контрольным определениям абсолютного возраста образцы минералов и пород рассматриваемого интрузивного массива. Примером этому, как увидим ниже, могут служить размещенные в Арзаканском и Анкаван-Апаранском метаморфических массивах Армении так называемые палеозойские интрузии.

### **1. Состояние вопроса о возрасте «древних» метаморфических комплексов и размещенных в них интрузий по геологическим представлениям**

К наиболее древнему тектоно-магматическому циклу Армении многие геологи относят, правда в значительной степени условно, интрузии, пространственно связанные с так называемыми «метаморфическими комплексами кембрия-докембрия», или, как нередко называют их «древним кристаллическим субстратом Армении».

Под этим названием подразумевается толща разнообразных и в различной степени метаморфизованных сланцев, а также роговиков с прослаивающимися их мрамором, доломитами, слагающих значительные смежные площади в северо-западной части Армянской ССР в районах: сс. Арзакан-Бжни-Агверан на юго-востоке и сс. Анкаван-Мелик-гюх-Лусагюх-Чкнах на северо-западе. Известны они в литературе под названием, соответственно, Арзаканского и Анкаван-Апаранского (или Апаранского) метаморфических массивов, характеризующихся сильной дислоцированностью. Эти массивы, а также размещенные в них интрузии слагают ядро Арзакан-Спитакского антиклинория общекавказского простирания, крылья которого сложены трансгрессивно перекрывающими их верхнемеловыми и третичными отложениями.

Интрузии, локализованные в указанных метаморфических массивах и обнажающиеся на различных их горизонтах, многими исследователями условно относятся к каледонскому возрасту.

К. Н. Паффенгольц (1938) и В. Н. Котляр [8], давшие первые обстоятельные геологические карты области развития указанных метаморфических массивов, возраст последних (за ненахождением в них органических остатков), путем параллелизации с более или менее близкими по составу метаморфическими породами Дзирульского и других массивов Грузии и северных склонов Главного Кавказского хребта, отнесли условно к докембрию-кембрию. К нижнему палеозою-эопалеозою отнесены ими так-

же условно все интрузивные тела, прорывающие Арзаканский и Анкаван-Апаранский метаморфические массивы.

Эти представления были приняты большинством геологов и нашли свое отражение на изданных геологических картах Армянской ССР, Кавказа и Советского Союза.

В работах отдельных авторов, принимавших за основу стратиграфические и возрастные данные указанных исследователей, делались, на наш взгляд, недостаточно обоснованные попытки стратиграфического подразделения Арзаканского и Анкаван-Апаранского метаморфических массивов и определялись на этом фоне стратиграфическое положение и возраст локализованных в них интрузий.

Таково, например, возрастное расчленение интрузий указанных метаморфических массивов по Р. А. Аракеляну [2, 3], основанное на предложенном им стратиграфическом подразделении рассматриваемых метаморфических толщ. Возраст этих интрузий он относит к интервалу от кембрия до нижнего силура.

Наряду со значительной условностью в геологических представлениях о возрасте и стратиграфическом положении рассматриваемых метаморфических комплексов и связанных с ними интрузий, некоторая предвзятость в датировке последних обусловлена, на наш взгляд, тем, что в этой схеме, так же как и у предыдущих исследователей, главным критерием служит почти необоснованная нижняя возрастная граница интрузий, т. е. возраст метаморфических сланцев. Факт трансгрессивного залегания на них фаунистически охарактеризованных отложений турона-сенона, т. е. верхняя возрастная граница интрузий, к сожалению, им также не учитывался в должной степени в качестве сравнительно более надежного критерия для возраста интрузий.

Несколько иное стратиграфическое подразделение указанных метаморфических массивов и возраста размещенных в них интрузий дают другие исследователи. Так, А. Т. Асланян [4], подразделивший метаморфические толщи Арзаканского и Анкаван-Апаранского районов на две главные свиты, возраст прорывающих их крупных интрузий относит уже к верхнему палеозою. Следует отметить, что к докембрию—нижнему палеозою в южной части Армянской ССР относятся также в значительной степени условно, метаморфические сланцы, роговики, порфириты. Интрузии диоритов, габбро-диоритов и «гнейсовидных гранитов», приуроченные здесь к условному докембрию—нижнему палеозою, С. С. Мкртчян [11] относит к нижнему палеозою. А. И. Адамян [1] «гнейсовидные граниты» считает среднепалеозойскими.

Немаловажный интерес представляют, кроме того, известные в Армении сравнительно небольшие участки развития метаморфических сланцев. Возраст последних условно был отнесен их исследователями к докембрию—нижнему палеозою, хотя на наш взгляд не имелись на это достаточные основания.

К числу таких участков принадлежат метаморфические сланцы окрестностей с. Пушкино Степанаванского района и с. Мусаелян Гукасян-

ского района, закартированные и описанные впервые, соответственно, И. В. Баркановым и К. Н. Паффенгольцем более 20 лет назад. Выходы этих пород также, как и упомянутых выше сравнительно крупных метаморфических массивов, на всех геологических картах закрашивались под условным обозначением «кембрия-докембрия».

Л. Н. Леонтьев и В. Е. Хаин (1950), рассматривая в широком плане геологическую обстановку метаморфических сланцев восточной части Малого Кавказа, справедливо отнесли эти породы Гукасянского района к мелу.

Наблюдениями Г. П. Багдасаряна (1956) в Степанаванском районе были установлены совершенно постепенные переходы метаморфических сланцев окрестностей с. Пушкино в вмещающие их сильно трещиноватые тонко-плитчатые кремнистые мергелистые известняки сенона.

Нами был определен абсолютный возраст двух представительных образцов метаморфических сланцев района с. Пушкино, в целях сравнительной оценки их результатов с геологическими данными. Метаморфизм сланцев здесь проявлен в довольно узком геологическом возрастном диапазоне, т. к., во-первых, первичными породами, из которых путем метаморфизма образовались эти сланцы, являются, бесспорно, отложения сенона, во-вторых, верхнюю возрастную границу метаморфизма определяют здесь неизменные слоистые отложения фаунистически датированного среднего-верхнего эоцена.

Таблица 1  
Абсолютный возраст метаморфических сланцев Степанаванского района

№№ обр.	Наименование породы и место взятия	К в %	$K^{40} \times 10^{-6}$ г/г	% радиоген. аргона	$Ar^{40} \times 10^{-6}$ см <sup>3</sup> /г	$Ar^{40} \times 10^{-9}$ г/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}} \times 10^{-3}$	Возраст в млн. лет
3772	Слюдисто-кварцевый сланец	2,57	3,1	76,5	8,25	14,75	4,80	85
3772	Повторно . . . . .	2,57	3,1	66	8,16	14,60	4,70	83
3774	Слюдисто-эпидото-цоизитовый сланец . . . . .	1,18	1,44	45,4	3,46	6,20	4,3	77
3774	Повторно . . . . .	1,18	1,44	46,2	3,60	6,45	4,48	80

Данные определений абсолютного возраста этих сланцев, как видно из табл. 1, соответствуют самым верхам мела или низам палеогена.

Таким образом, принадлежность метаморфических сланцев последних участков к верхнемеловым отложениям ныне не вызывает сомнения у исследователей Армении, а данные определения абсолютного возраста метаморфизма этих сланцев вполне подтверждают последние геологические представления на этот счет.

Из всего вышеизложенного видно, что данные детальных геологических и петрографических исследований ставят под сомнение докембрий-

ско-нижнепалеозойский возраст метаморфических массивов — «кристаллических субстратов» Армении, а также эопалеозойско-нижнепалеозойский возраст прорывающих их разнообразных интрузивных пород.

## II. Краткие геологические данные о стратиграфическом положении и возрасте «древних» интрузий Армении

Проведенные за последние годы Г. П. Багдасаряном (1961) детальные геолого-петрографические исследования интрузивных пород, локализованных в пределах Арзаканского и Анкаван-Апаранского метаморфических массивов, с учетом ранее собранного им здесь петрографического фактического материала, позволили внести ряд уточнений и изменений в вопрос о геологической обстановке, возрасте и петрографии этих интрузий.

Интрузии рассматриваемого комплекса обнажаются на различных денудационных уровнях указанных метаморфических толщ и вскрыты сами на разную глубину эрозионного среза.

Арзакан-Спитакский антиклинорий общекавказского простирания, к ядру которого приурочены метаморфические породы и размещенные в них «древние» интрузии, входит в Центральную интенсивно складчатую тектоническую зону Армении, известную также под названием Памбакско-Сюникской (Зангезурской).

Рассматриваемые интрузии принадлежат, по-видимому, к единому доверхнемеловому тектоно-магматическому циклу, внутри которого выделяется несколько фаз внедрения — комплексов в понимании В. С. Коптев-Дворникова.

К ранним фазам внедрения, по данным полевых наблюдений, принадлежат интрузии основного и ультраосновного состава представленные небольшими штокообразными пластовыми или дайкообразными телами серпентинитов, габбро-амфиболитов, габбро-порфиритов, габбро, габбро-диоритов. Следующие за ними интрузии выражены: а) сравнительно крупными, широко развитыми в метаморфической толще, разнообразными по форме телами лейкократовых плагиогранитов; б) наиболее крупными для рассматриваемого комплекса массивами преимущественно кварцево-диоритового-гранодиоритового состава; в) мигматит-гранитами.

Породы ультраосновного и основного состава слагают Дамрикский, Даларский, Лусагюхский небольшие интрузивные тела и ряд мелких выходов этих пород на различных участках метаморфической толщи.

Эти интрузии внедрялись, по-видимому, в доорогенную или ранне-складчатую стадию развития геосинклинали.

Интрузии пород гранитоидного ряда представлены следующими главными телами, сопровождающимися своими жильными дериватами (с юго-востока на северо-запад):

1. *Арзакан-Бжнинский массив мигматит-гранитов* (12 км<sup>2</sup>), формировавшийся путем тонкого проникновения по сланцеватости слюдисто-кварцевых сланцев лейкократовой аляскит-гранитной магмы, вероятно

вдоль разлома, простирающегося от участка с. Бжни на юго-запад к с. Арзакан.

2. *Агверанский массив кварцевых диоритов-гранодиоритов* прорывает в виде штокообразного тела ( $25 \text{ км}^2$ ) толщу слюдисто-роговообманковых и других сланцев, роговиков с перемежающимися их мрамором у с. Агверан. На ряде участков в краевых частях массива породы постепенно переходят в диориты, габбро-диориты.

3. *Лейкократовые плагиограниты* — слагают десятки мелких и несколько сравнительно крупных до  $5\text{--}6 \text{ км}^2$  интрузивных тел, пользующихся широким распространением в Анкаван-Апаранской метаморфической толще. Интродуцируют они здесь толщу преимущественно слабо рассланцованных амфиболовых сланцев, амфиболитов.

4. *Гехаротский массив кварцевых диоритов*. Рассматриваемый массив ( $30 \text{ км}^2$ ) обнажается к северо-западу, за пределами Анкаван-Апаранской метаморфической толщи, среди древних (доверхнемеловых) слабо метаморфизованных порфиритов района Спитакского перевала. Этот интрузив и вмещающая его толща приурочены к северо-западной части Арзакан-Спитакского антиклинория на участке погружения его оси под третичные вулканогенные образования.

Гехаротский интрузив до последних лет рассматривался как эоценовый. Однако, результаты детальных геолого-петрографических исследований (Г. П. Багдасарян 1956) установили трансгрессивное залегание на размытой поверхности интрузивного массива отложений известняков нижнего сенона, изобилующих гальками, характерными для пород данного интрузива.

Вмещающая интрузию толща древних вулканогенных пород, залегающая в ядре северо-западной части Арзакан-Спитакского антиклинория, стратиграфически отвечает верхним горизонтам Анкаван-Апаранского метаморфического массива, сложенного подобными же, несколько более метаморфизованными вулканогенными породами основного состава.

Таким образом, по структурно-геологической обстановке, стратиграфическому положению и возрасту рассматриваемый Спитакский участок развития древних порфиритов составляет третий, северо-западный, выход доверхнемелового комплекса Арзакан-Спитакского антиклинория.

Гехаротский гранитоидный массив, так же как и вышеуказанные интрузии, принадлежит к единому доверхнемеловому тектоно-магматическому циклу.

Арзакан-Бжнинский массив гранит-мигматитов К. Н. Паффенгольц считал «гранито-гнейсами», в связи с чем рассматривал его как наиболее древний среди интрузий района. Наблюдениями Г. П. Багдасаряна была установлена типичная мигматитовая природа слагающих его пород, подобная которой встречается нередко также в контактовых зонах более молодых, третичных интрузий, там, где боковые породы перед внедрением интрузии претерпели интенсивное рассланцевание.

Формирование Арзакан-Бжнинского массива обусловлено тонким проникновением расплава аляскит-гранитового состава в уже достаточ-

но рассланцованную, метаморфизованную толщу пород кровли по сланцеватости пород. Эти факты позволяют предположить, что мигматизация пород происходила в самые конечные этапы формирования доверхнемеловых интрузий, в посторогенную стадию развития региона.

Формирование Агверанского гранитоидного массива приурочено, по-видимому, к завершающей стадии складчатых движений, как это справедливо отмечалось Р. А. Аракеляном. На это указывает дискордантный характер интрузии с отчетливо выраженными секущими контактами.

Интрузии лейкократовых плагиогранитов представлены дайкообразными, пластовыми, линзообразными, лакколитоподобными и бесформенными телами, образование которых, судя по их морфологии и структурным взаимоотношениям с вмещающей толщей, происходило, вероятнее всего, в стадию главных орогенических движений.

В отличие от Арзакан-Бжнинского массива, проявление мигматизации здесь не наблюдается. По-видимому, перед внедрением интрузий лейкократовых плагиогранитов породы вмещающей толщи не были достаточно консолидированы, метаморфизованы, рассланцованы, что создало бы благоприятные структурные особенности для возникновения послойных мигматитов. Напротив, более поздние гранитоидные интрузии, внедрившиеся в эту же толщу после ее рассланцевания, как например, Анкаванский, дают на отдельных, хорошо рассланцованных участках контактной зоны типичные послойные мигматиты, подобные Арзакан-Бжнинским.

Таким образом, судя по геологическим данным, вслед за внедрением ультраосновных и основных пород происходило формирование интрузий плагиогранитов, затем Агверанского и Арзакан-Бжнинского массивов.

Положение Гехаротского интрузива в этом ряду, по геологическим данным, недостаточно ясно. Судя, однако, по лакколитообразной форме этого интрузивного тела, можно полагать о формировании его в стадию крупных складчатых движений.

При рассмотрении условий образования Арзаканского и Анкаван-Апаранского метаморфических комплексов К. Н. Паффенгольц (1938), В. Н. Котляр (1940), Г. П. Багдасарян (1951), Р. А. Аракелян [2, 3] сходятся на том, что интрузии, размещенные в этих комплексах, не отделены значительным диапазоном от времени формирования вмещающих их толщ. Интрузии эти, по-видимому, внедрялись в стадию инверсии геосинклинали, отложения которых, по данным указанных исследователей, подверглись региональному метаморфизму.

Г. П. Багдасарян предполагает, что метаморфизм первичных осадочно-вулканогенных отложений геосинклинали связан с интенсивными пликативными и дизъюнктивными дислокациями в стадии крупных орогенических движений, сопровождавшимися термальным воздействием интрузий и их силицифицирующих растворов.

На это указывают: а) неравномерная степень метаморфизма сланцев и прослаивающих их мрамора и доломитов на различных частях одного и того же горизонта сланцевой толщи; б) наблюдающийся иногда более слабый метаморфизм этих пород нижнего горизонта по отношению к по-

родам вышележащего; в) широкое развитие роговиков и скарновых зон на различных участках метаморфической толщи как в горизонтальном, так и в вертикальном ее разрезе; г) убывание степени метаморфизма сланцев и мраморов по разрезу от бокового интрузивного массива к верхним горизонтам вмещающей его толщи.

Подобное явление отчетливо можно наблюдать особенно на участке Агверанского интрузива. От последнего на запад вкрест простирания вмещающей толщи, метаморфические сланцы и прослаивающие их пачки среднезернистого мрамора обнаруживают постепенное убывание степени метаморфизма вплоть до слабо метаморфизованных отложений известняков на отдаленных от интрузивного тела участках.

Таким образом, несмотря на расхождения во взглядах о характере и причинах метаморфизма отложений, вмещающих рассматриваемые интрузии, возраст последних всеми исследователями района не отделяется сколько-нибудь значительным промежутком от времени формирования вмещающих их пород.

Отсюда можно вывести, что радиологические методы определения возраста рассматриваемых интрузий не только позволят выяснить время и последовательность их формирования внутри данного тектоно-магматического цикла, но и разрешат близко подойти к выяснению вопроса о возрасте вмещающих интрузии метаморфических массивов.

### III. Данные по абсолютному возрасту палеозойских интрузий и вмещающих их пород

В масс-спектрометрической лаборатории Института геологических наук АН Армянской ССР нами за последний год были подвергнуты исследованию представительные образцы горных пород и минералов, отобранных из различных участков и фациальных разностей рассматриваемых интрузивных массивов, а также вмещающих их метаморфических сланцев «докембрия — нижнего палеозоя».

Возраст минералов и пород определялся калий-аргоновым объемным методом. Аргон выделялся на приборе Хлопина-Герлинга. Доля радиогенного аргона в общем измеренном аргоне устанавливалась на масс-спектрометре МС-2М.

Содержания калия в образцах определялись ускоренным перхлоратным методом, разработанным в Лаборатории геологии докембрия АН СССР. Навески образцов для плавления в кварцевых трубках брались по слюде 13—15 г, а по породе 30 г.

Исследованию подвергались в основном образцы, целенаправленно отобранные нами в поле, а небольшая часть поступала от отдельных геологов, по тем массивам, которые представляли первоочередной интерес.

Образцы, предназначенные для определения абсолютного возраста, помимо тщательного макроскопического их изучения, как правило, подвергались исследованию под микроскопом, после чего поступали на хи-

мический анализ. При обнаружении в шлифах заметных изменений образец исключался из списка.

Химические анализы образцов на калий производились аналитиком С. Г. Чаталян, а часть — Д. Г. Мкртчян. Все анализы, как правило, дублировались. В случае получения заметных расхождений в результатах, анализы ставились вторично.

Под наблюдением Р. Х. Гукасяна аргон из исследуемых образцов выделялся С. И. Тер-Григоряном, Г. Г. Даштоян и отчасти Д. Г. Мкртчян. Радиогенный аргон на масс-спектрометре измерялся Р. Х. Гукасяном.

При вычислении возраста были использованы следующие константы распада:  $\lambda_k = 5,57 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ ;  $\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$  предложенные Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций АН СССР в 1959 г.

В целях периодической проверки правильности полученных значений возраста исследованных партий образцов, нами в качестве контрольных исследовались в лаборатории эталонные образцы биотита, мусковита и полевого шпата Комиссии, а также отдельные образцы, возраст которых по ряду тщательных повторных определений был установлен в Лаборатории геологии докембрия под непосредственным наблюдением проф. Э. К. Герлинга. Сходимость полученных значений подтверждала правильность наших определений. Погрешность, как обычно принято для аргон-калиевого метода, оценивается в наших определениях не более  $\pm 10\%$ .

Уверенность в полученных нами цифрах абсолютного возраста исследованных образцов дает, наряду с неизменностью использованного материала, хорошая сходимость: а) результатов определения возраста нескольких образцов, отобранных из различных участков и фациальных разностей изучаемого интрузивного массива; б) повторных, иногда до 4—5 раз, определений одного и того же образца.

Следует с признательностью отметить ту действительную помощь, которую получала наша лаборатория в своей работе от крупного ученого-радиолога проф. Э. К. Герлинга.

*А. Абсолютный возраст метаморфических сланцев Арзаканского массива, определенный по образцам, отобранным из нижних его горизонтов, дается в табл. 2.*

Как видно из табл. 2, радиологические данные указывают на то, что процессы метаморфизма происходили в средней-верхней юре. Время седиментации отложений, превращенных в метаморфические породы, слагающие Арзаканский и Анкаван-Апаранский массивы, как известно, биостратиграфически не установлено из-за ненахождения в них органических остатков. Метаморфизм этих отложений исследователями района, как уже отмечалось выше, связывается либо с глубоким погружением отложений геосинклинали, либо с последующими крупными орогеническими движениями, сопровождавшимися интенсивной интрузивной деятельностью.

Трудно, однако, допустить в данном случае, в условиях столь подвижной зоны — Армянского нагорья, сколько-нибудь значительного диа-

Таблица 2

Результаты определений абсолютного возраста метаморфических сланцев Арзаканского массива (участок с. Бжни)

№№ обр.	Наименование породы	K в ‰	$K^{40} \times 10^{-6}$ г/г	% ради- ген. аргона	$Ar^{40} \times 10^{-6}$ с.м <sup>3</sup> /г	$Ar^{40} \times 10^{-9}$ г/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$ $\times 10^{-3}$	Возраст в млн. лет
Пр. 99	Слюдисто кварцевый сланец ущ. Агдаш . . . . .	1,53	1,87	77,0	10,3	18,44	9,85	171
2916	Слюдисто-кварцевый сланец .	2,08	2,54	60,6	12,2	21,8	8,6	148
3716	Слюдисто-кварцевый сланец .	1,79	2,18	76,6	11,85	21,2	9,73	169
3711а	Серицито-кварцевый сланец .	1,94	2,37	93,5	12,2	21,8	9,22	159
3019	Слюдисто-роговообманково- кварцевый сланец . . . . .	1,56	1,9	77,0	8,4	15,03	7,9	138

пазона между временем седиментации, накопления толщи осадков в геосинклинали и последующими складкообразовательными движениями.

В частности, невероятно было бы предположить, что крупные орогенные движения (не говоря уже о предшествующем им погружении геосинклинальных отложений) и метаморфизм этих отложений допалеозоя — нижнего палеозоя имели место лишь в средней — верхней юре, когда, по данным радиологических определений, начиналось внедрение и формирование интрузий. Кроме того, если всеми исследователями геологии Армении метаморфизм указанных отложений и формирование рассматриваемых интрузий относятся к единому тектоно-магматическому циклу, то логично допустить, что данные абсолютного возраста этих интрузий позволят близко подойти и к представлению о времени седиментации отложений, превращенных ныне в разнообразные метаморфические сланцы.

Ниже в табл. 3 приводятся результаты радиологических методов определения абсолютного возраста рассматриваемых палеозойских интрузий метаморфических массивов Арзаканского, Анкаван-Апаранского и Спитакского районов.

Результаты определения, как видно из таблицы, показывают достаточную сходимость значений абсолютного возраста пород того или другого из указанных интрузивов. При рассмотрении полученных результатов в соответствии с данными недавно созданной Советской шкалы абсолютной геохронологии [7] намечается следующая последовательность формирования интрузивов:

1. Внедрение интрузий плагиогранитов относится к средней—верхней юре, близко отвечая времени метаморфизма вмещающих их сланцев.

2. Формирование Гехаротского (Спитакского) массива кварцевых диоритов соответствует середине нижнего мела, близко отвечая, по-видимому, неокому.

3. Агверанский массив кварцевых диоритов-гранодиоритов принадлежит по времени внедрения к низам верхнего мела.

Таблица 3

Результаты определения абсолютного возраста минералов и пород интрузивов метаморфических комплексов Арзакан-Спитакского антиклинория

№№ обр.	Наименование породы и место взятия	K в %	$K^{40} \times 10^{-6} / 2$	% радиоген. аргона	$Ar^{40} \times 10^{-6} / \text{с.м}^3 / 2$	$Ar^{40} \times 10^{-6} / 2$	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}} \times 10^{-3}$	Возраст в млн. лет
<b>Интрузивы плагиогранитов</b>								
3781	Мусковит из плагиогранита	6,24	7,6	85,3	36,4	63,5	8,35	146
3781	"	7,55	9,2	76,3	44,0	78,67	8,56	150
3781	"	7,55	9,2	80,6	46,3	82,9	9,00	157
3781	"	7,10	8,65	85,4	42,0	75,04	8,76	151
3381	Плагиогранит мусковитовый	2,79	3,40	85	17,86	31,97	9,4	164
3381	"	2,79	3,40	91	15,9	28,4	8,4	147
3498	Плагиогранит	2,28	2,78	53	11,5	20,58	7,4	130
Пр. 80	Мусковит из плагиогранита	6,95	8,47	91,5	39,7	71,2	8,47	148
533	Плагиогранит	1,03	1,26	53,2	5,88	10,5	8,3	145
<b>Гехаротский (Спитакский) гранитоидный интрузив</b>								
2675	Биотитовый кварц-полевошпатовый пегматит	6,30	7,68	50,0	30,2	54,0	7,02	123
2675	"	6,30	7,68	47,8	29,6	53,0	6,92	122
5052	Гранодиорит из Ширакской апофизы	3,49	4,26	98,3	17,3	30,96	7,30	129
Пр. 84	Биотитовый кв. полевошпатовый пегматит	6,63	8,08	93,3	27,9	49,9	6,10	108
3291	Аляскит из жилы	5,89	7,20	79	28,0	50	6,95	122
<b>Агверанский гранитоидный интрузив</b>								
3709	Гранодиорит	4,06	4,95	47,0	12,53	22,4	4,53	80
2994	Кв. полевошпатовый пегматит	3,35	4,09	63,0	12,0	21,5	5,27	94
5003	Кв. диорит	1,08	1,32	44,3	3,92	7,02	5,30	94
5033	Биотито-роговообманковый кварцевый диорит	1,88	2,30	58,0	6,85	12,3	5,35	94
3003	Гранодиорит-порфир	2,98	3,64	67,4	8,42	15,07	4,1	73
3006	Аляскит	5,29	6,45	83,5	16,4	29,4	4,57	82
3015	Роговообманковый кв. диорит	1,36	1,6	35,5	5,01	8,95	5,4	96
3011	Кв. полевошпатовый пегматит	4,00	4,88	55,5	13,25	23,6	4,85	85
Пр. 75	Кв. диорит биотито-роговообманковый	1,83	2,23	49,0	6,38	11,42	5,10	91
3021	Кв. полевошпатовый пегматит	4,42	5,40	67,3	13,8	24,7	4,57	81
5006	Гранит-аплит	3,09	3,77	61,0	9,86	17,65	4,7	84
3018	Аплит	3,70	4,50	65,0	10,45	18,71	4,15	74
3176	Кв. полевошпатовый пегматит	5,10	6,23	73,5	15,7	28,0	4,50	80
<b>Арзаканский массив мигматит-гранитов</b>								
5011	Аплит в мигматит-гранитах	4,17	5,10	63	13,9	24,9	4,9	87
2905	"	4,12	5,02	71	14,09	26,7	5,32	94
3719	"	3,77	4,60	78	10,2	18,3	4,0	72

4. К нижней части верхнего мела относится также формирование мигматит-гранитов Арзаканского массива. Если учесть, что в данной стадии разработанности калий-аргонового метода пределы точности определяются до  $\pm 10\%$  и исходя из полученных результатов, следует предположить, что образование каждого из указанных интрузивов происходило не в очень узком диапазоне времени, а формирование всего этого интрузива

зивного комплекса охватило относительно длительный интервал — от середины юры до низов верхнего мела.

Последовательность образования рассматриваемых интрузий, судя по результатам радиологических определений, не идет в разрез с изложенными выше геологическими данными.

К последним фазам внедрения, по данным абсолютного возраста, принадлежат Агверанская гранитоидная интрузия и мигматит-граниты Арзаканского массива.

Для более четкого разграничения возрастных взаимоотношений этих двух интрузий должны быть проведены дополнительные определения, хотя и вариации имеющихся значений абсолютного возраста намекают на возможность образования мигматит-гранитов вслед за внедрением Агверанской интрузии.

Однако, одним из важных результатов радиологических исследований возраста интрузий всего рассматриваемого комплекса является то, что ни одно из многих десятков определений далеко не указывает на палеозойский, а тем более на каледонский их возраст.

Можно было бы допустить, что весь этот комплекс претерпел наложение более молодых магматических процессов, вызвавших «омоложение» всех интрузивов.

Однако, против этого говорят следующие доводы:

1. Образцы пород, подвергшиеся радиологическим определениям, отобраны из различных участков массивов, из различных фациальных разностей, а также из жильных дериватов. Трудно допустить равномерное наложение молодых магматических процессов на все эти разновидности пород.

2. Результаты определения возраста пород относительно свежих и пород, подвергшихся в той или иной степени вторичным изменениям, не обнаружили каких-либо заметных расхождений. По-видимому, вторичные изменения там, где они наблюдаются, принадлежат постмагматическим процессам, связанным с внедрением данной интрузии.

3. Определения, выполненные по породе и отобранной из породы слюды, не дают расхождения в результатах.

4. При допущении молодых наложенных процессов на каледонские интрузии следовало бы ожидать значительные расхождения данных абсолютного возраста внутри одного и того же массива, чего мы не видим.

5. Наиболее мощно проявившиеся в районе магматические процессы, которые могли быть наложены на рассматриваемые интрузии, происходили после среднего эоцена и позже. Однако, ни в одном случае данные абсолютного возраста пород исследованных интрузий не намекают на этот возраст.

6. В тех случаях, когда апофизы или дайки молодых магматических образований секут рассматриваемые интрузии, данные абсолютного возраста этих двух разновозрастных пород соответственно отражают резкие расхождения во времени их внедрения.

Все вышеизложенное приводит к следующему заключению.

1. Существующие до сих пор представления о докембрийском нижнепалеозойском возрасте формирования главнейших метаморфических массивов Армянской ССР и размещенных в них палеозойских интрузий, основанные в значительной степени на косвенных данных (методе параллелизации) нуждаются в пересмотре с учетом новых данных геологического и радиологического характера. Эти метаморфические массивы и локализованные в них интрузивы принадлежат, вероятно, к среднеюрскому-дотуронскому тектоно-магматическому циклу.

Полученные новые данные указывают на необходимость более детальных геологических и петрографических исследований метаморфических комплексов «докембрия — нижнего палеозоя», сбора нового фактического материала с целью уточнения вопросов возраста этих комплексов и размещенных в них интрузий.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 10.IV. 1961

Գ. Պ. ԲԱՂԴԱՍԱՐՅԱՆ, Ռ. Խ. ՂՈՒԿԱՍՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ-Ի ՊԱԼԵՈԶՈՅԱՆ ԻՆՏՐՈՒԶԻՎԱՆԵՐԻ ՀԱՍԱԿԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Վերջին տարիների ընթացքում երկրաբանական-պետրոգրաֆիական մասնաբաժանի սիստեմատիկ հետազոտությունների շնորհիվ Հայաստանի տարբեր մագմատիկ ֆորմացիաների ստրատիգրաֆիայի և պետրոգրաֆիայի հարցերի շուրջը կուտակված են բավականաչափ փաստացի նյութեր:

Չնայած դրան, մինչև այժմ գիտական լուծում չի ստացել այնպիսի կարևորագույն հարց, ինչպիսին է Հայկական ՍՍՌ-ի մի շարք ինտրուզիաների և հրաբխային զանգվածների հասակի հարցը: Այս խնդրի լուծումը ունի մեծ գիտա-տեսական նշանակություն, ինչպես նաև գործնական լուրջ արժեք, եթե նկատի ունենանք, որ ռեսպուբլիկայի օգտակար հանածոների գլխավոր հանքավայրերը գեներտիկորեն կապված են տարբեր մագմատիկ ֆորմացիաների հետ:

Մասնավորապես մեծ հետաքրքրություն է ներկայացնում Հայկական ՍՍՌ-ի հնագույն ինտրուզիվ զանգվածների հասակի հարցը: Ինչպես հայտնի է, այդ ինտրուզիաների և նրանց ներփակող մետամորֆային շերտախմբերի հասակը երկրաբանական հետազոտությունների մեթոդներով մինչև այժմ չի գտել իր գիտական հիմնավորումը և կրում է պայմանական բնույթ: Հիմնական դժվարությունը այստեղ, ինչպես նաև մի շարք ավելի երիտասարդ զանգվածների հասակի որոշման գործում, պայմանավորված է նրանց ստորին կամ վերին սահմանը որոշող շերտախմբերի բացակայությամբ:

Այս կարևորագույն հարցերը իրենց լուծումն են գտնում ռադիոլոգիական մեթոդներով մագմատիկ ապարների բացարձակ հասակը որոշելու միջոցով:

Վերջին ժամանակներս Հայաստանի հնագույն ինտրուզիաների տարածման շրջաններում կատարված մանրամասն երկրաբանական-պետրոգրաֆիական հետազոտությունները և հեղինակների կողմից այդ ինտրուզիաների բացարձակ

հասակի որոշման արդյունքները հանգեցրին այն եզրակացության, որ Արզաքանի և Հանքավան-Ապարանի մետամորֆային զանգվածներում տարածված ինտրուզիաները ավելի երիտասարդ են:

Երկրաբանական-պեոլոգրաֆիական և բաղադրակազմային գեոքրոնոլոգիական հետազոտությունների արդյունքները ցույց են տալիս, որ հիշյալ ինտրուզիաները գոյացել են վերին յուրայի — ստորին կավճի տեկտոնոմագմատիկ էտապում. նրանց հասակը տարածվում է վերին յուրայից մինչև տուրոն ընկած ժամանակաշրջանում, ըստ որում ինտրուզիաների ներդրումները ընթացել են հետևյալ հաջորդականությամբ՝ հիմնային և գերհիմնային ինտրուզիաներ, լեյկոկրատային պլագիոգրանիտներ, Փեղարուտի գրանիտոիդային ինտրուզիա, Աղվերանի գրանիտոիդային ինտրուզիա, Արզաքան—Բջնու միգմատիկ գրանիտներ:

Այս ինտրուզիաների ներփակող շերտախումբը մետամորֆիզմի է ենթարկվել հավանաբար յուրայից ոչ շուտ, սակայն հետազոտությունները այս ուղղությամբ պետք է շարունակվեն նոր փաստական նյութեր հավաքելու նպատակով:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Адамян А. И. Петрография щелочных пород Мегринского района АрмССР. Изд. АрмССР, Ереван, 1955.
2. Аракелян Р. А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН АрмССР, т. X, № 5—6, 1957.
3. Аракелян Р. А. История нижнепалеозойского магматизма Армении. Зап. Арм. отд. Всес. минералог. об-ва, вып. I, 1959.
4. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрата, Ереван, 1958.
5. Багдасарян Г. П. К истории тектонического развития Памбакского хребта. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. III, № 2, 1950.
6. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
7. Геохронологическая шкала в абсолютном летосчислении по данным лабораторий на 1950 г. Изв. АН СССР, серия геолог., № 10, 1960, стр. 17.
8. Котляр В. Н. О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. Зап. Всерос. минерал. об-ва, т. 69, № 2—3, 1910.
9. Котляр В. Н. Памбак. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
10. Магакьян И. Г. Магматизм и металлогения Армении. Тр. Конфер. по вопр. регион. геол. Закавказья. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1952.
11. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область. Изд. АН АрмССР, 1958.
12. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН АрмССР, 1959.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

А. И. КАРАПЕТЯН

ХАРАКТЕР ОРУДЕНЕНИЯ ЗОЛОТА НА ОДНОМ  
МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

О присутствии золота в рудах медно-молибденовых месторождений известно давно, об этом упоминается во многих работах, посвященных минералогии медно-молибденовых руд.

В настоящей статье вкратце обобщены данные о характере оруденения золота на одном медно-молибденовом месторождении.

Оруденение локально тесно связано с кварцевыми диоритами и гранит-порфирами третичного возраста. В контакте кварцевых диоритов с метаморфическими сланцами развиты гранат-эпидот-магнетитовые скарны. В рудном поле широкое развитие имеют также жильные породы, представленные аплитами, пегматитами, гранодиорит-порфирами, граносиенит-порфирами и лампрофирами. Структурным контролем оруденения служили крутопадающие субширотные тектонические нарушения.

По морфологии рудных тел оруденение на месторождении представлено прожилково-вкрапленным типом; подчиненное значение имеют жилы и линзообразные тела.

Структурно-текстурные взаимоотношения различных парагенетических ассоциаций минералов, наблюдаемые в забоях, полированных штуфах и шлифах позволяют в пределах рудного поля выделить ряд стадий минерализации, среди которых самым широким распространением пользуются кварц-молибденитовая и кварц-халькопирит-молибденитовая стадии минерализации. Более поздними являются руды медно-мышьяковой стадии, которые в отличие от предыдущих двух стадий, имеют локальное развитие и приурочены к приконтактной части кварцевых диоритов и метаморфических сланцев, контролируясь субширотными тектоническими нарушениями. Процесс рудообразования на месторождении завершается полиметаллической стадией, которая развита сравнительно слабо и локализована на отдельных участках месторождения.

В результате детальных микроскопических исследований (при больших увеличениях до 1000 раз, в иммерсии), проведенных автором в течение 1959—1960 гг. было установлено, что руды последних стадий минерализации обогащены золотом. Выяснилось, что кроме самородного «крупнозернистого» золота присутствуют также тонкодисперсное золото и ряд теллуридов золота (петцит, сальванит, калаверит, нагиагит), которые тесно ассоциируют с теллуридами серебра, висмута и свинца (гессит,

теллуровисмутит, тетрадимит, алтаит)\*. В зоне окисления в полях вторичных минералов в значительном количестве было встречено супергенное золото.

Полученные результаты минераграфических исследований хорошо согласуются с данными спектральных анализов, которыми (в 50 пробах из 100) было установлено золото в количестве от 1 до 30 г/т, изредка 100 г/т. Химические анализы руд, произведенные в химической лаборатории Алавердского медно-химического комбината, в основном, подтвердили данные спектральных анализов.

Таким образом устанавливаются следующие формы нахождения золота в рудах:

1. Самородное крупнозернистое золото размером больше 1 микрона в интерстициях зерен сульфидных и жильных минералов.

2. Тонкодисперсное и субмикроскопическое золото в полях ранних сульфидов.

3. Теллуриды золота.

4. Супергенное золото (за счет окисления сульфидов и теллуридов).

Из рудоносных растворов золото отлагалось, в основном, в две стадии минерализации: медно-мышьяковую (с теллуридами) и полиметаллическую (с теллуридами) (фиг. 1), которые в общей схеме последовательности минерализации месторождения являются наиболее поздними и образуют маломощные жилы, прожилки, линзообразные, гнездообразные и неправильные по форме выделения. Нерудный минерал представлен молочно-белым и халцедоновым кварцем.

Самородное крупнозернистое золото образует комковидные, скелетовидные, дендритовидные и пластинчатые выделения размером от сотых долей мм до 0,5 мм (фиг. 2); изредка величина отдельных золотинок доходит до 4 мм и больше. Формы и размеры отдельных золотинок, в основном, обусловлены теми пустотами, в которых отлагалось золото.

Под микроскопом крупнозернистое золото заполняет трещинки и межзерновые пространства сульфидных минералов. Отчасти золото образует ангидральные выделения в полях халькопирита и энаргита (фиг. 3).

Структурные взаимоотношения самородного золота с сульфидами и теллуридами, наблюдаемые под микроскопом, свидетельствуют о том, что образование золота имело место, главным образом, после отложения основной части сульфидов и теллуридов.

Небольшая часть золота под микроскопом имеет тонкодисперсный характер и развита в полях более ранних сульфидов. Формы выделения тонкодисперсного золота — каплевидные, округлые, изредка овальные. Обычно при микроскопических исследованиях такое золото пропускается из-за незначительных размеров (обычно в пределах десятых долей микрона).

Образование тонкодисперсного золота значительно опережает обра-

\* Минералы определены методами минераграфии с применением микроспектральных, микрохимических, спектральных, отчасти химических и рентгенометрических анализов.

зование крупнозернистого. Многими исследователями временем образования тонкодисперсного золота считается момент кристаллизации более ранних сульфидов (пирита, марказита и др.), которые в некотором количестве «захватывают» золото из растворов. Дальнейшее понижение температуры, по-видимому, обуславливает распад части «захваченного» золота в виде тонкодисперсных выделений, оставшая же часть его остается в сульфидах в виде субмикроскопического золота с размером частиц меньше 0,01 мкр и твердого раствора (частицы мельче 0,001 мкр).

## С Х Е М А

последовательности выделения минералов медно-мышьяковой и полиметаллической стадий минерализации

Минералы	Медно-мышьяковая стадия	Полиметаллическая стадия	Гипергенный этап
<i>Кварц</i>	—	—	—
<i>Пирит</i>	—	—	—
<i>Марказит</i>	—	—	—
<i>Золото (тонкодиспер)</i>	—	—	Лимонит, супергенное золото
<i>Зигенит</i>	—	—	—
<i>Лимонит</i>	—	—	—
<i>Халькопирит</i>	—	—	—
<i>Борнит</i>	—	—	—
<i>Ковеллин (гипог)</i>	—	—	—
<i>Халькозин (гипог)</i>	—	—	—
<i>Герсдорфит</i>	—	—	—
<i>Эмплектит</i>	—	—	—
<i>Виттихенит</i>	—	—	—
<i>Висмутин</i>	—	—	—
<i>Эмарцит</i>	—	—	—
<i>Люцит</i>	—	—	—
<i>Теннантит</i>	—	—	—
<i>Тетраэдрит</i>	—	—	—
<i>Сфалерит</i>	—	—	—
<i>Галенит</i>	—	—	—
<i>Аргентит</i>	—	—	—
<i>Тетрадимит</i>	—	—	—
<i>Теллуrowисмутит</i>	—	—	—
<i>Алтаит</i>	—	—	—
<i>Калаверит</i>	—	—	—
<i>Сильванит</i>	—	—	—
<i>Нагиагит</i>	—	—	—
<i>Петцит</i>	—	—	—
<i>Гессит</i>	—	—	—
<i>Золото самородн.</i>	—	—	—
			Малахит, азурит, лимонит
			Скородит, фармакосидерит, лейкохальцит, малахит, азурит.
			Церуссит, смитсонит
			Теллуриды, вторичное золото

Фиг. 1.

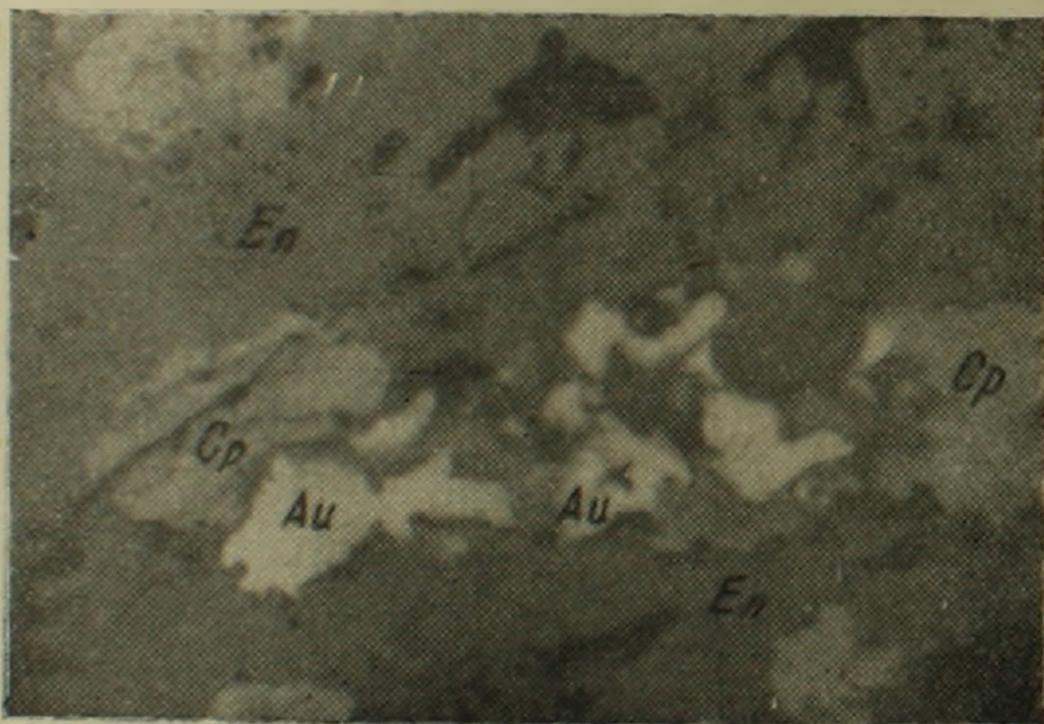
Значительная часть золота в рудах представлена в виде теллуридов золота (петцит, сильванит, нагиагит и др.), которые с теллуридами висмута, серебра и свинца образуют структуры замещения в полях сульфидов. Петцит  $(Au, Ag)_2Te$  совместно с гесситом  $Ag_2Te$  и сильванитом меньше 0,01 мк и твердого раствора (частицы мельче 0,001 мк).

Нередко теллуриды золота пространственно тесно ассоциируют с самородным золотом. Ассоциация самородного свободного золота с теллуридами золота, серебра и висмута свидетельствует о том, что в процессах

образования теллуридов решающее значение принадлежит не только «сродству» отдельных элементов с теллуrom, но также и физико-химическим условиям образования этих минералов и в первую очередь отно-



Фиг. 2. Формы самородного золота.  
× 10 (под бинокулярной лупой).

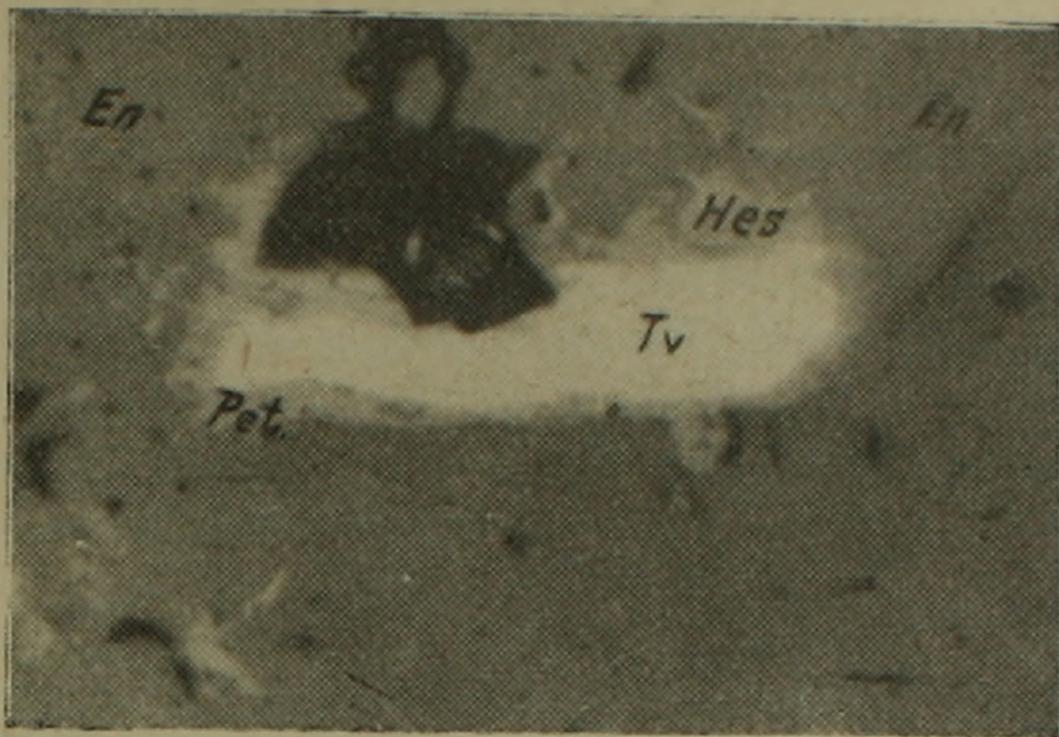


Фиг. 3. Самородное золото (Au) образует ангедральные выделения в полях халькопирита (Cp) и энаргита (En).  
Полированный шлиф. × 353.

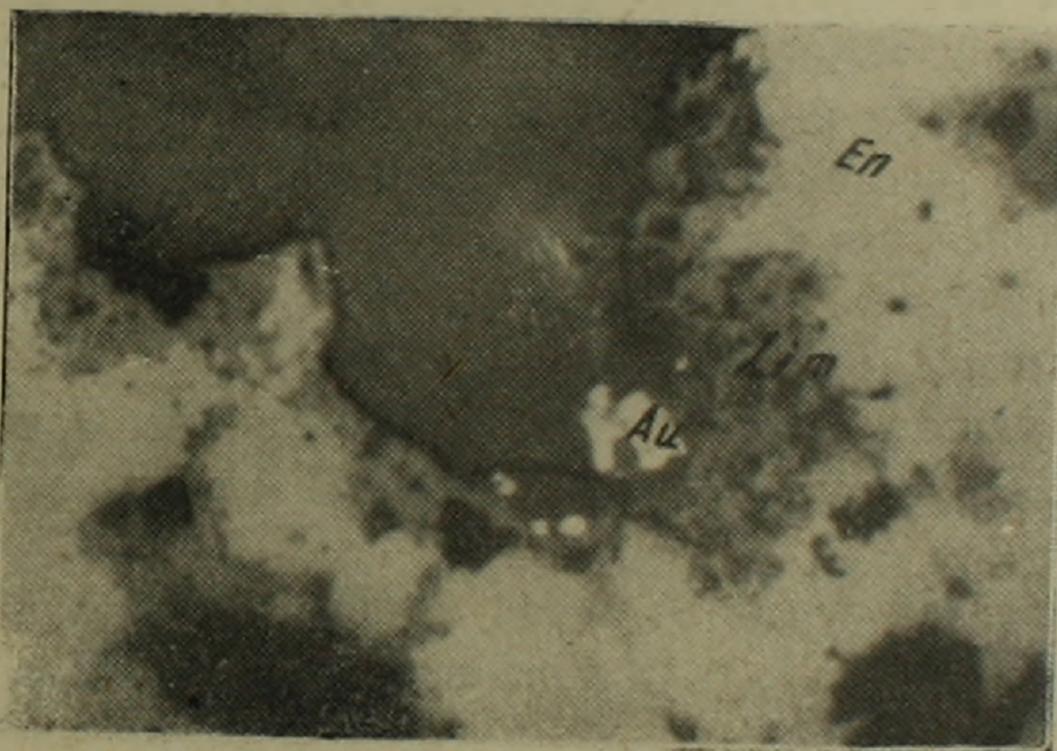
сительным концентрациям золота и теллура. Действительно, трудно иначе представить образование самородного свободного золота совместно или несколько позже теллуридов висмута и серебра, «сродство» которых с теллуrom по сравнению с золотом выражено значительно слабее.

В зоне окисления и вторичного сульфидного обогащения, теллуриды золота окисляются, а золото, содержащееся в них, восстанавливается до самородного состояния. Такое вторичное золото в виде точечных, губча-

тых, реже червеобразных форм образуется и в результате концентрации тонкодисперсного золота за счет разрушения сульфидов. Характерно, что в гипергенных процессах тонкодисперсное золото проявляет тенденцию концентрироваться вокруг первичных золотинок, уцелевших от разрушения выделений сульфидов и теллуридов.



Фиг. 4. Гессит-петцитовый (Hes, Pet) агрегат образует каемку вокруг теллуровисмутита (Tv). Общее поле — энаргит (En). Полированный шлиф.  $\times 353$ .



Фиг. 5. Вторичное золото (Au) приурочено к полям вторичных минералов (Lim). Полированный шлиф.  $\times 504$  (иммерсия).

Вторичное золото отличается сравнительно бледно-желтым цветом, оно приурочено исключительно к полям вторичных минералов (лимонит, монтанит и др.) (фиг. 5).

Проба золота. Как макроскопически, так и под микроскопом легко удастся различить несколько разновидностей золота, среди которых преобладающей является разновидность золотисто-желтого цвета; изредка встречаются золотишки светло-желтого и зеленовато-желтого цветов. Результаты спектральных анализов самородного золота показывают, что наблю-

даемая разница обусловлена наличием примесей других элементов. При прочих равных условиях с увеличением содержания серебра цвет золота становится светло-желтым. Так: золотисто-желтая разность содержит около 10% серебра, светло-желтая — более 15% и т. д. Кроме серебра в самородном золоте почти всегда присутствуют: Cu, Fe — до 1%; Pb, Al, Ca — до 0,1%; Te, Hg, Ti, Mg — до 0,01%; Bi, Ni, Cr — до 0,001%.

Максимальная сумма примесей, входящих в состав самородного золота вместе с серебром, не превышает 15—20%, что может свидетельствовать о сравнительно высокой пробе золота (не ниже 800).

Произведенные многочисленные спектральные анализы показывают, что соотношение серебра и золота в рудах описываемого месторождения колеблется в пределах от 1 до 30 : 1, изредка золото резко превалирует над серебром, что свидетельствует о сравнительно пониженной роли серебра в рудоносных растворах вообще.

### В ы в о д ы

1. Золото на описываемом месторождении отлагалось в основном из последних порций гидротермальных растворов в ассоциации с медно-мышьяково-висмутовыми и свинцово-цинково-сурьмянистыми минералами.

2. Внутри каждой стадии выделяются: «раннее» или тонкодисперсное золото, отложение которого имело место одновременно с ранними сульфидами (пирит, марказит, халькопирит) и «позднее» золото — после отложения основной части сульфидных минералов.

3. «Позднее» золото представлено как в виде теллуридов золота, образующих вкрапленники и структуры замещения в полях сульфидов, так и самородного крупнозернистого золота, отлагающегося в интерстициях других минералов.

4. В зоне окисления супергенное золото концентрируется исключительно в полях вторичных минералов, большей частью вокруг первичных золотин.

5. Максимальная сумма примесей к золоту (включая примесь Ag) не превышает 15—20%, что свидетельствует о сравнительно высокой пробе золота.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 3.III.1961.

Ա. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ԲՆՈՒՅԹԸ ՊՂԻՆՁ-ՄՈՒԻԲԴԵՆԱՅԻՆ  
ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻՑ ՄԵԿՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Կատարված մանրամասն միկրոսկոպիական ուսումնասիրությունների շնորհիվ պարզվել է, որ նկարագրվող պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրում բացի

խոշորահատիկ բնածին ոսկուց հանքանյութերում առկա են ոսկու մի շարք թելուրիդներ (պետցիտ, հեսիտ, կալավերիտ, նագիազիտ), և նուրբ դիսպերսիոն ոսկի: Օքսիդացումն զոնայում հաճախակի հանդիպում է սուպերգեն ոսկի: Միներալոգիական ուսումնասիրությունների տվյալները հաստատում են սպեկտրալ, քիմիական, միկրոքիմիական և միկրոսպեկտրալ անալիզներով:

Այսպիսով նկարագրվող պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրում առկա են ոսկու հանքայնացման հետևյալ ձևերը:

1. Բնածին խոշորահատիկ ոսկի (մինչև 1 միկրոն մեծությամբ, հանքային և երակային միներալների միջանկյալ տարածություններում):
2. Նուրբ դիսպերսիոն ոսկի սուլֆիդային միներալների դաշտերում:
3. Ոսկու թելուրիդներ:
4. Սուպերգեն ոսկի, առաջացած թելուրիդների և սուլֆիդների քայքայման հաշվին:

Հիդրոթերմալից ոսկին անջատվել է հանքայնացման պրոցեսի վերջին էնարգիտ-տենանտիտային և բազմամետաղային ստադիաներում, որոնք առաջացնում են երակիկներ, ոսպնյակներ, բներ և անկանոն ձևի հանքային մարմիններ ինտենսիվ փոփոխված, սկառնացած, եղջրացած ապարներում: Հոդվածում բերվում է ոսկու հանքայնացման առանձին ձևերի նկարագրությունը:

Մեծ հետաքրքրություն է ներկայացնում բնածին խոշորահատիկ ոսկու ասոցիացիան ոսկու թելուրիդների հետ, որոնք անկասկած առաջացել են միևնույն հիդրոթերմալ լուծույթներից:

Մերձմակերեսային զոնայում սուլֆիդների և թելուրիդների օքսիդացման հետևանքով ազատված ոսկին հանդես է բերում համակենտրոնացման հատկություն, որը կատարվում է բացառապես երկրորդային միներալների դաշտերում: Սուպերգեն ոսկին մեծ մասամբ կոնցենտրացվում է հիպոգեն խոշորահատիկ ոսկու շուրջը, որից տարբերվում է համեմատաբար թույլ դեղնավուն գույնով:

Ինչպես սովորական աչքով, այնպես էլ միկրոսկոպի տակ հեշտությամբ կարելի է տարբերել ոսկու մի քանի տարասեսակներ, որոնք միմյանցից տարբերվում են իրենց գույնով: Բնածին ոսկու սպեկտրալ անալիզներից ստացված տվյալները վկայում են այն մասին, որ ոսկու գույնը պայմանավորված է նրանում պարունակվող օտար տարրերի խառնուրդներով, առաջին հերթին արծաթի պարունակությամբ: Այսպես, արծաթի պարունակության մեծացման հետ ոսկու գույնը փոխվում է դեղնա-կարմրավունից բաց դեղնավունի: Դեղնա-կարմրավուն ոսկին պարունակում է մոտավորապես 10 տոկոս արծաթ, բաց-դեղնավունը՝ ավելի քան 15% արծաթ և այլն: Բացի արծաթից բնածին ոսկու կազմում համարյա միշտ առկա են Cu, Fe մինչև 1%, Pb, Al—0,1%, Te, Hg, Ti Mg—0,01%, Bi, Ni, Cr մինչև 0,001%: Խառնուրդի ամենամեծ պարունակությունը չի գերազանցում 15—20%, որը վկայում է ոսկու համեմատաբար բարձր հարգի մասին:

МЕХАНИКА ГРУНТОВ

Г. И. ТЕР-СТЕПАНЯН

ИЗМЕРЕНИЕ ГЛУБИННОЙ ПОЛЗУЧЕСТИ СКЛОНОВ\*

*Цель наблюдений за движением оползней*

В последние годы увеличился интерес к наблюдениям за движением оползней. Эти наблюдения особенно целесообразны в тех случаях, когда склон находится в фазе глубинной ползучести, т. е. когда на нем происходят медленные подготовительные движения, предшествующие катастрофическим оползням.

Практический смысл таких наблюдений заключается в возможности выделения оползневых очагов, установления линии наибольших подвижек для правильного трассирования противооползневых сооружений, уточнения зон предстоящего развития оползней, предсказания периодов активизации, установления эффективности противооползневых мероприятий, осуществления стадийной борьбы с оползнями, создания службы краткосрочных прогнозов, необходимой для обеспечения безопасности движения поездов, нормальной работы деривационных каналов, эксплуатации нефтяных скважин и др.

Теоретическое значение наблюдений за гравитационными движениями грунта на склонах в фазе глубинной ползучести заключается в изучении внутреннего механизма оползней, выявлении роли оползневых очагов, установлении связи между характером смещения и пластикой подземного рельефа оползневого ложа, исследовании баланса земляных масс и его связи с изменением рельефа, изучении роли отдельных оползнеобразующих факторов в изменении общей степени сдвига склона, характеристики вязкости земляных масс и, наконец, более широких обобщений о свойствах грунта, как реологического тела.

Эффективность наблюдений за движением оползня тесно связана с их систематичностью и точностью. Чем точнее результаты наблюдений, тем раньше может быть замечена активизация оползня и тем успешнее могут быть осуществлены исследования оползней и завершены противооползневые мероприятия. Так как оползень не представляет собой единого жесткого тела, движение которого может быть вполне охарактеризовано скоростями или величинами смещения нескольких точек, наблю-

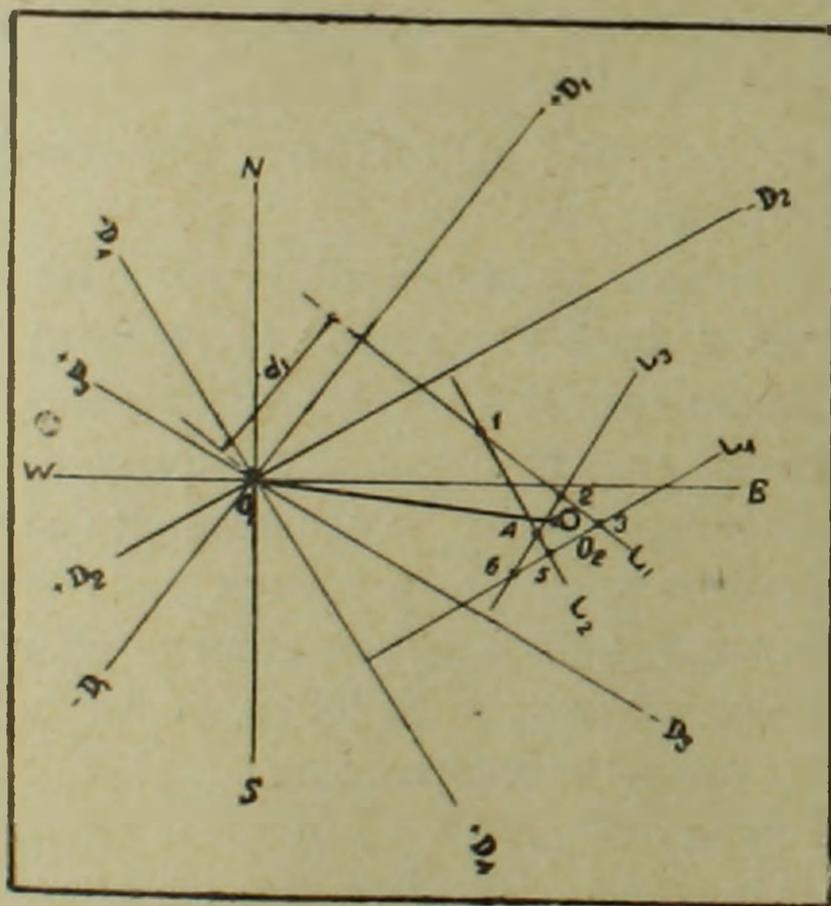
\* Доложено на Азиатском региональном конгрессе по механике грунтов и фундаментостроению 7.2.60 в Нью-Дели, Индия [5].

дения должны вестись на большом количестве пунктов. Скорость движения склонов в фазе глубинной ползучести также подвержена большим колебаниям, что вызывает необходимость ведения достаточно частых наблюдений за движением реперов. В результате объем работ на оползнях получается достаточно большим. Поэтому рациональный метод наблюдений должен с одной стороны быть нетрудоемким и с другой — гарантировать высокую точность результата.

### Методика наблюдений

Автор разработал дифференциальный графический метод проф. Н. Г. Келля, основанный на свойствах линий положений, и применял его в течение ряда лет на нескольких крупных оползнях. Этот метод заключается в графическом уравнивании разностей измеренных величин — направлений, углов, расстояний или отклонений. Для облегчения расчетов широко применяются номограммы. В настоящее время разработано несколько вариантов этого метода, находящих применение в зависимости от местных условий — методы прямых, обратных и взаимных засечек, полигонометрический и створный методы и др.

Принцип метода можно показать на примере уравнивания положения подвижной оползневой точки, наблюдаемой с 4 неподвижных опорных точек (фиг. 1). На чертеже линии перемещения  $D_i$  являются прямы-



Фиг. 1.

ми, перпендикулярными к направлениям из опорных точек на оползневую;  $d_i$  представляют собой линейные перемещения оползневой точки перпендикулярно лучу, вычисляемые по угловым разностям направлений

$$\delta_i, d_i = \frac{\delta_i}{g_i}, \text{ где } g_i \text{ — градиенты линии положений, наконец } L_i \text{ — линии}$$

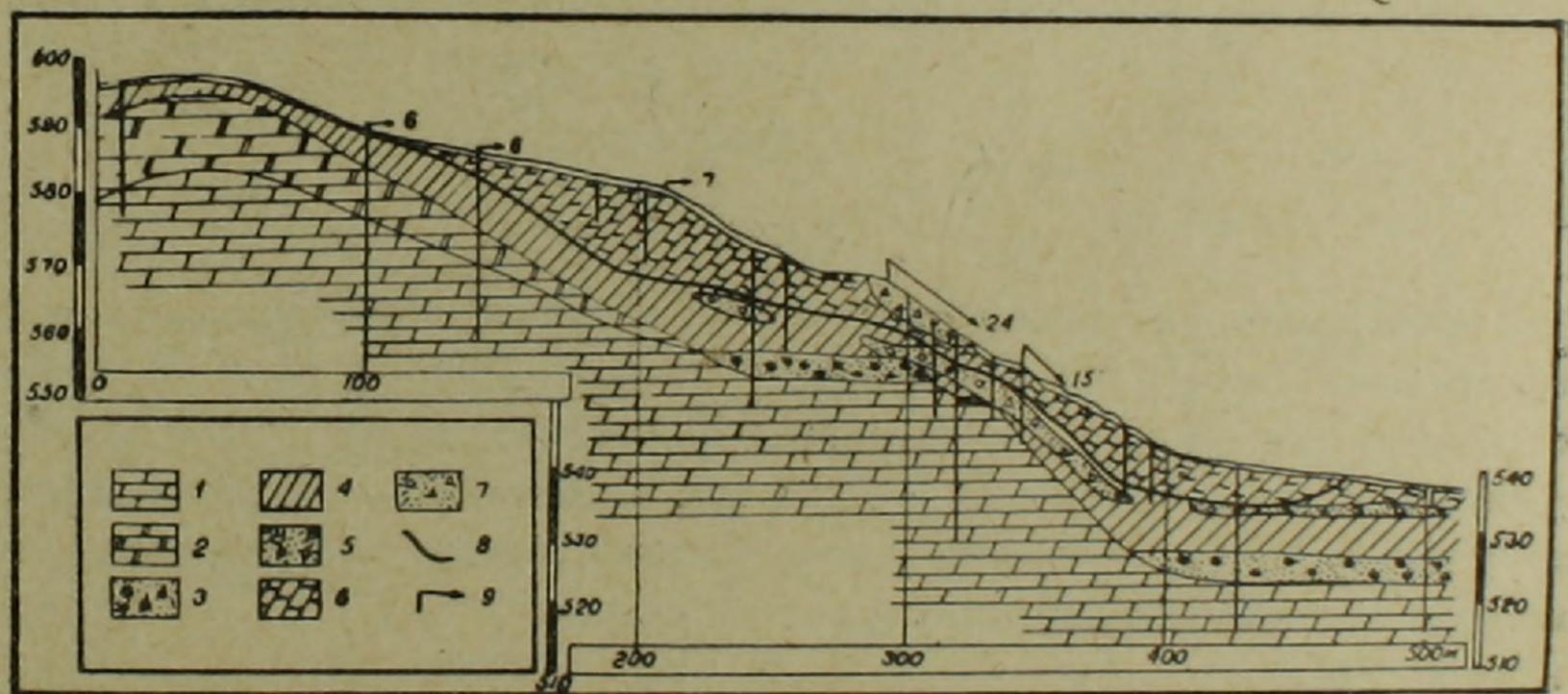
положений, направленные перпендикулярно линиям перемещений и, следовательно, вдоль луча.

Точки 1, 2.... пересечения линий положения образуют фигуру смещения, которая должна быть графически уравнена с учетом весов засечек. При большом количестве лучей (обычно свыше 4) производится уравнивание линий положения путем замены их двумя эквивалентными. Метод сочетает простоту с достаточной точностью, и позволяет получать положение оползневых точек с погрешностью порядка 2—4 миллиметра. Эта точность позволяет полноценно использовать результаты наблюдений, производимых через каждые 2—4 месяца.

### Влияние формы оползневого ложа

В случае оползней в однородных глинах, форма оползневого ложа определяется напряженным состоянием склона, т. е. геометрическими элементами поверхности склона и свойствами грунтов. Однако, во многих случаях слоистых и неоднородных грунтов и сложных по геологическому строению склонов, на форму поверхности ложа сильное влияние оказывает пластика подземного рельефа более прочных пород, залегающих под рыхлыми поверхностными образованиями.

Связь между пластикой рельефа оползневого ложа и характером движения оползневых масс была изучена на крупном оползне, происходившем в рыхлых продуктах выветривания олигоценых глин (фиг. 2). В



Фиг. 2.

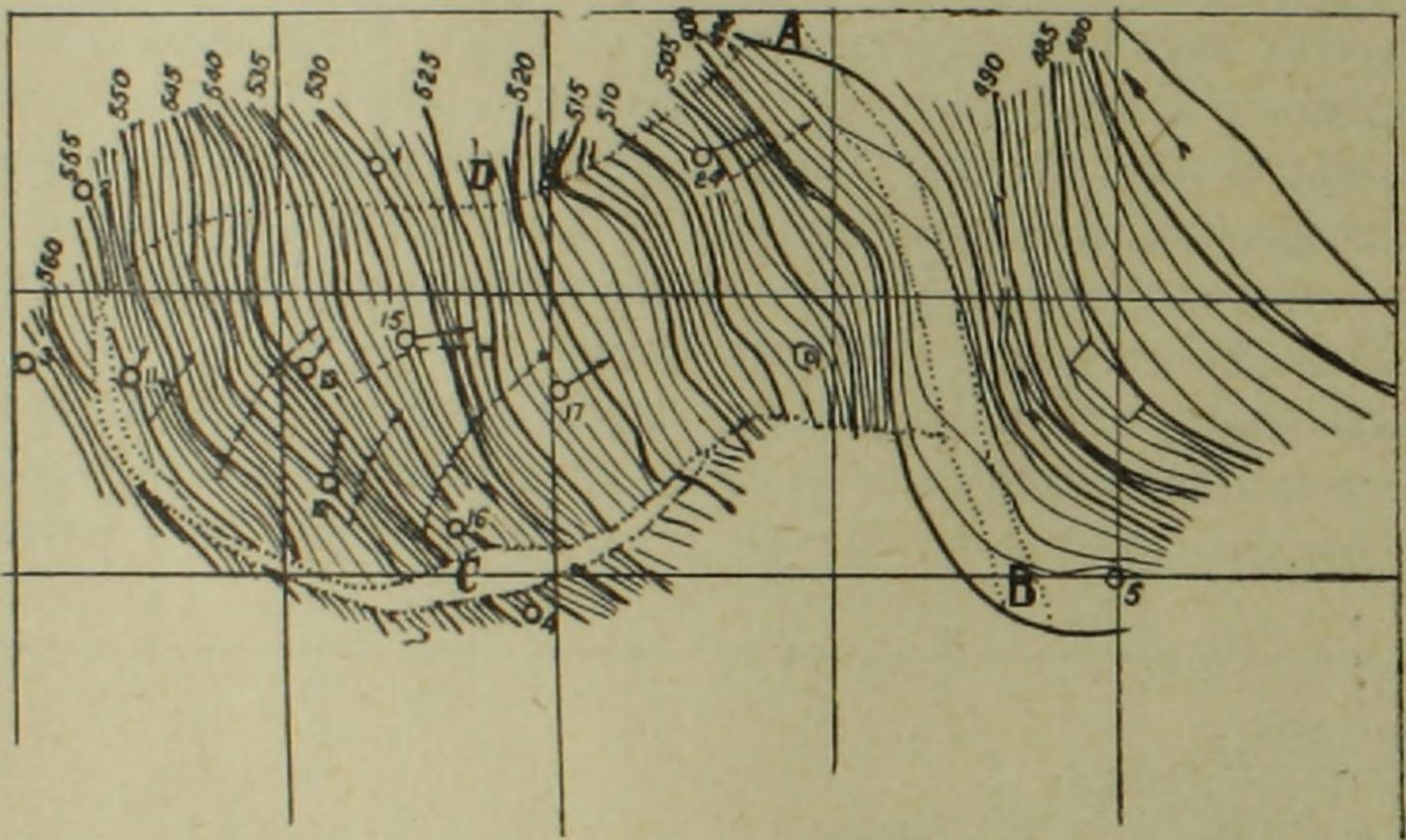
основании разреза залегают плотные серые глинистые мергели олигоцена 1, в верхней части прикрытые желтым элювием 2 тех-же пород. К склону прислонены две рисские и одна вюрмская аллювиальные террасы 3. Эти относительные прочные породы прикрыты плащем делювиальных глин и суглинков 4, в котором протягивается полоса пролювиальных отложений 5. Выше расположены оползневые массы 6, представленные перемятыми глинами и суглинками; они ограничены поверхностью скольжения 8, образующей перегиб над подземным выступом аллювиальных

рисских террас. В средней части профиля видна сплошная масса железнодорожного балласта 7.

Стрелками показана скорость смещения оползневого тела в миллиметрах в месяц. Наклон векторов увеличен в 2,5 раза, согласно отношения вертикального и горизонтального масштабов чертежа. Отчетливо видна связь между наклоном ложа оползня и соответствующим наклоном вектора смещения.

Наблюдения на оползне велись в 1941—1948 годах и позволили поддерживать безопасное движение поездов на магистральной линии до окончания строительства противооползневых сооружений.

Связь между очертанием оползневого ложа в плане и направлением векторов смещения оползневых масс была показана на оползне склона, развивающемся в продуктах выветривания эоценовых глин (фиг. 3).

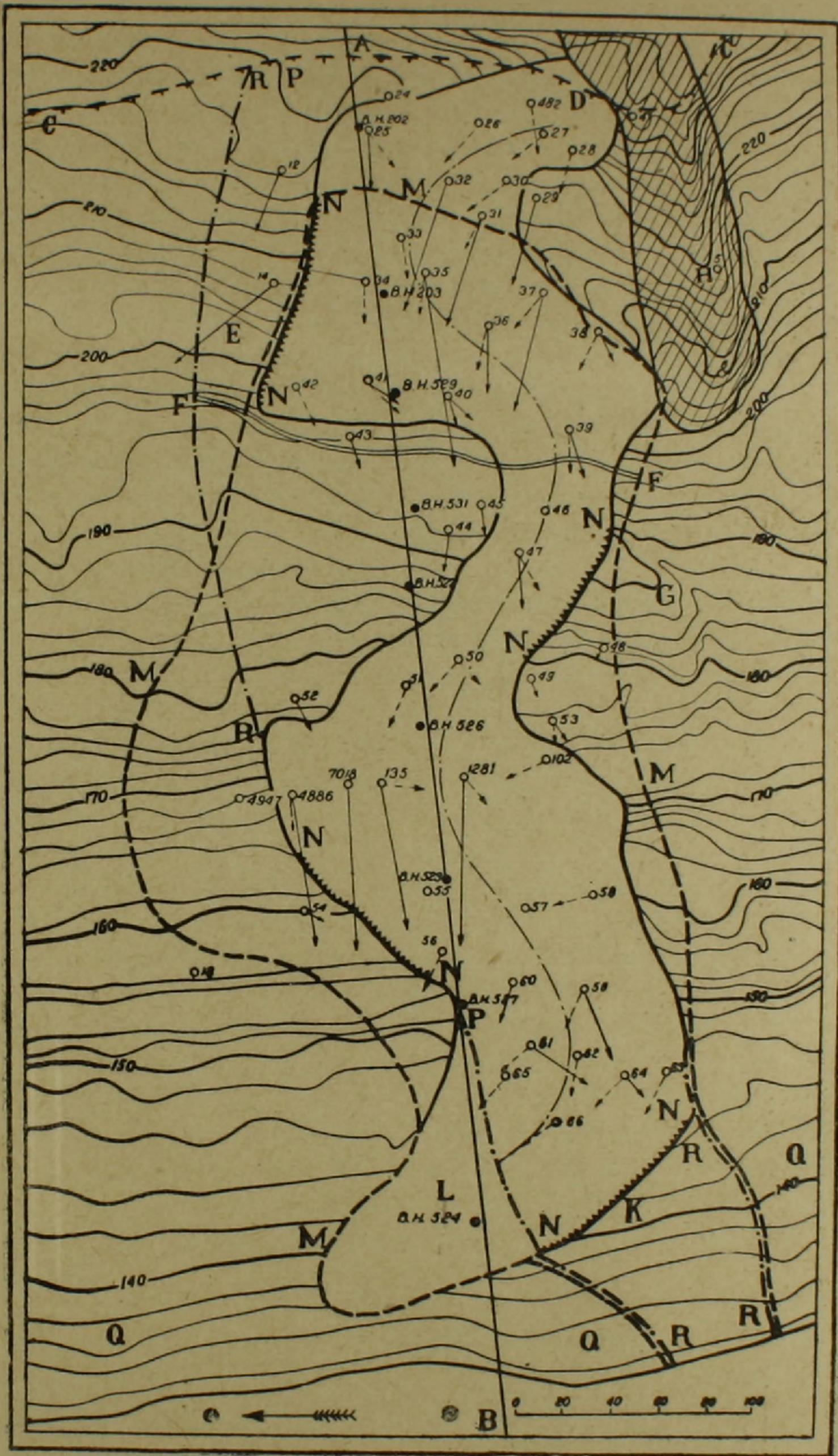


Фиг. 3.

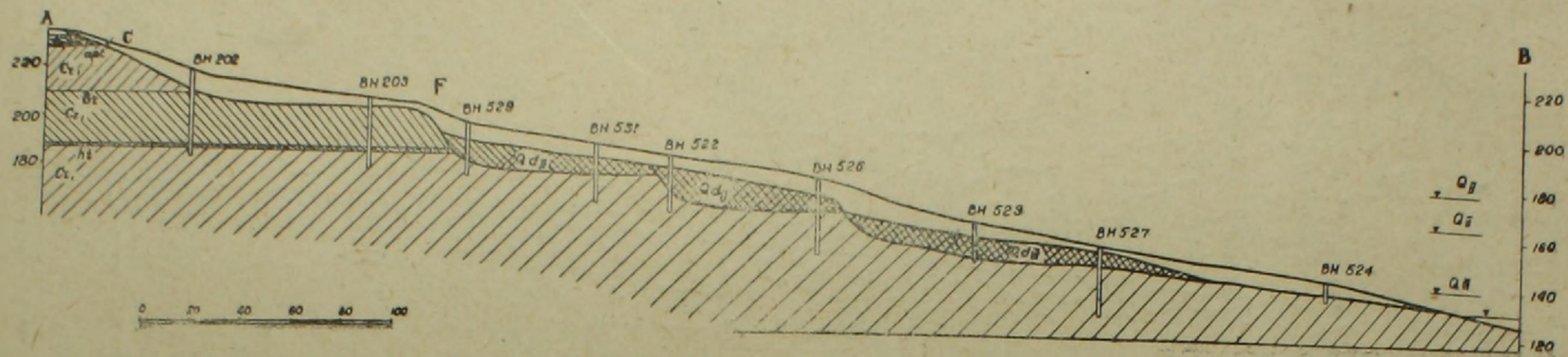
Оползень возник вследствие подрезки крутого склона при проведении автомобильной дороги АВ. Наблюдения велись в 1955—1957 гг. В связи с особенностями геологического строения участка, стенка отрыва С образовалась у правого борта. Земляные массы направляются вначале к левому борту D, где встречают сопротивление своему перемещению и изменяют направление движения вниз по склону.

#### *Влияние интенсивности оползнеобразующих факторов*

Влияние изменения интенсивности притока подземных вод на характер движения земляных масс было обнаружено на крупном оползне-потоке. Высокий берег реки сложен песчано-глинистыми породами нижнего мела, легко поддающимся выветриванию. На склоне развиты оползни нескольких типов (план — фиг. 4 и разрез по АВ — фиг. 5). Внизу, над коренными породами располагаются погребенные оползни-блоки (фиг. 5), образовавшиеся в рисское ( $Q_{II}$ ) и вюрмское ( $Q_{III}$ ) время, связанные с соответствующими уровнями реки в это время ( $Q_{II}$ ) и ( $Q_{III}$ );



Фиг. 4.



Фиг. 5.

они представлены смещенными и раздробленными пачками и глыбами глин и песчаников (альб, апт и неоком). Выветрелые коренные породы и в особенности смещенные пачки при увлажнении образуют постоянно-действующие оползни-потоки, мощностью 3—5 м при угле склона 10—12°.

Наблюдения за подвижкой одного из оползней-потоков были проведены с 1951 по 1959 годы. Его подвижки вызываются главным образом питанием водой из водоносного аптского горизонта, выклинивающегося на склоне под покровом коллювиальных накоплений; линия контакта этого горизонта обозначена на карте СС. Сама поверхность аптской плиты неровная; ее наиболее пониженная часть находится у D.

В первые годы наблюдений (1951—1952) на склон из пункта D поступало небольшое количество воды. В оползневом покрове выделилась узкая полоса грунта длиной до 500 м и шириной от 50 до 150 м, находившаяся в активном состоянии. На плане эта полоса показана без горизонталей; тонкие пунктирные стрелки изображают измеренные векторы смещения за этот период, в натуральную величину. Движение земляных масс напоминало течение реки в межень, когда струи извиваются в русле, отклоняясь берегами.

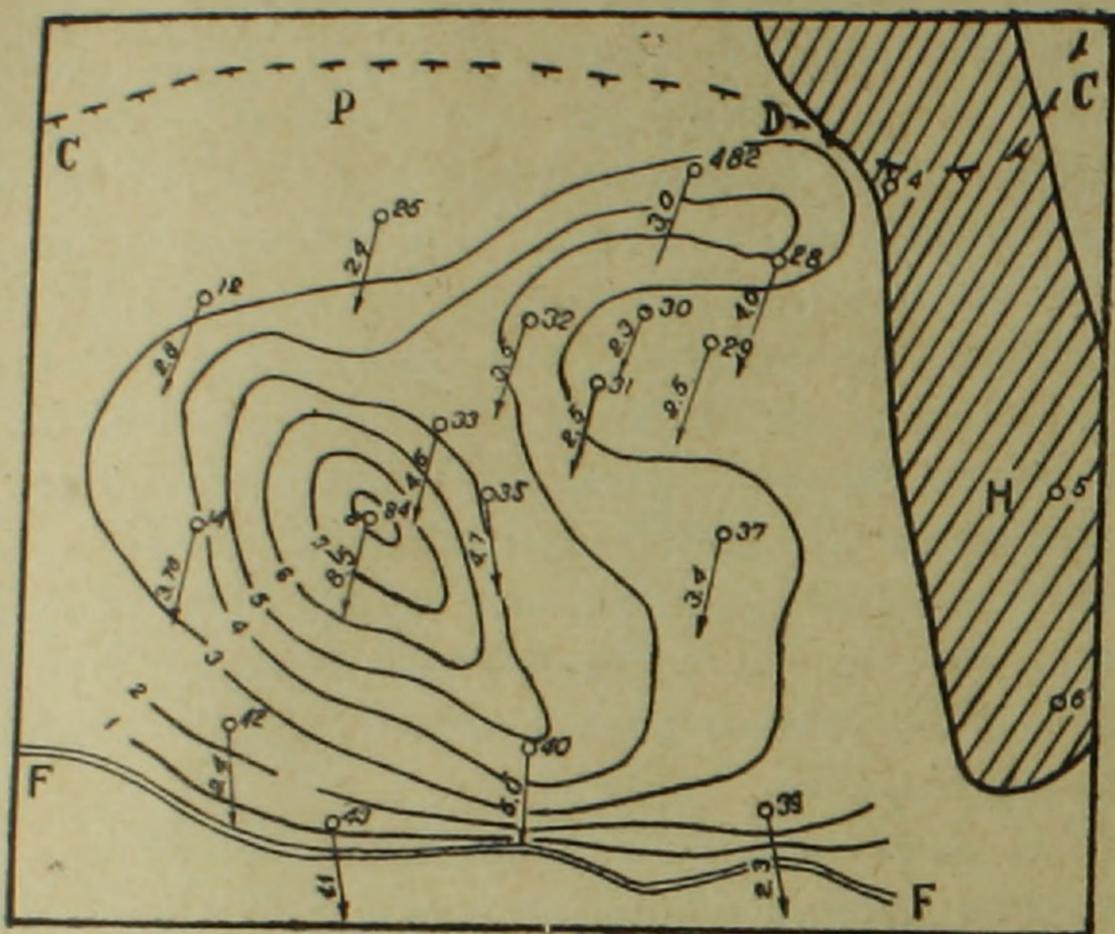
Земляной поток вначале направляется к правому борту, где он встречает сопротивление старых оползневых масс в E и отклоняется вниз по склону. Здесь смещающиеся массы наталкиваются на подземный выступ, образованный бровкой погребенного рисского оползня и состоящий из плотных песчаных глин баррема (F, фиг. 5). Земляные массы скапливаются перед этой преградой, наступая на нее широким фронтом и прорывают ее в районе репера № 39; еще один выступ имеется в районе репера № 42 (фиг. 4).

По всему протяжению этой бровки наблюдается типичный землепад (FF, фиг. 4), состоящий из нагромождения земляных блоков, рассеченных глубокими трещинами; он внешне напоминает ледопад. При этом энергия падения гасится и дальнейшее смещение делается более замедленным. Пройдя землепад, оползневые массы встречаются с подземным продолжением G межоползневого гребня H, отклоняются вправо и достигают речной террасы K, где отклоняются вправо и вливаются в выступ L, образованный оползнем 1948 г. Границы этого оползня обозначены на карте пунктиром MM. Ось земляного потока 1951—1952 гг. показана тонкой штрих-пунктирной линией, а участки бортов потока, в которых он встречает сопротивление и отклоняется — зубчатыми линиями NN.

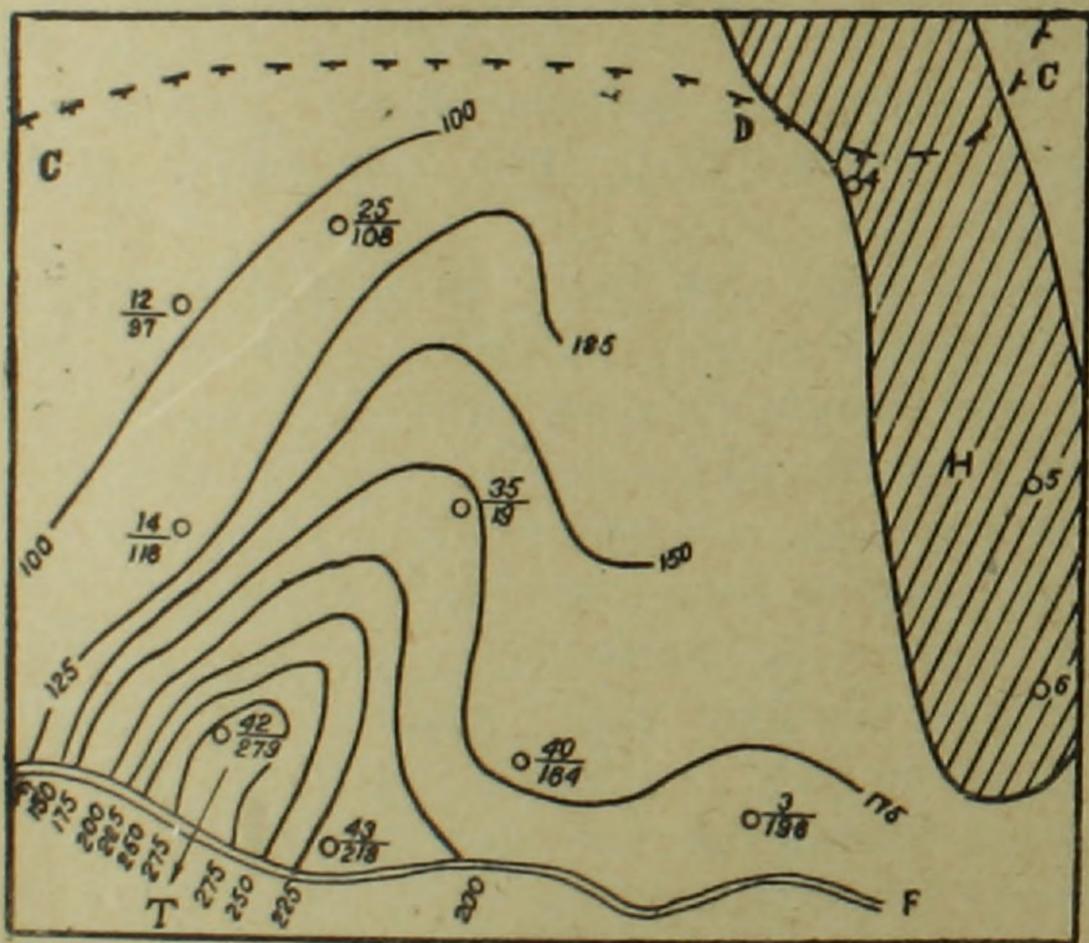
К 1954 г. приток воды из аптского горизонта увеличился и она стала поступать в земляное тело по всему протяжению контакта СС аптского горизонта на участке PD (фиг. 4). Наблюдения показали, что там, где движущиеся массы оказывали давление на неустойчивые грунты старых оползней правого борта, эти породы были вовлечены в движение и область глубинной ползучести расширилась. В нижней части склона земляные массы прорвали сопротивление, оказываемое речной террасой Q и стали вливаться в реку (штрихпунктирная линия RR на фиг. 4). Наобо-

рот у левого борта, где сопротивление оказывалось жестким выступом коренных пород G, область глубинной ползучести не расширялась.

Движение земляных масс напоминает течение реки в паводок, когда вода затопляет низкие извилистые берега и идет сплошным выпрямив-



Фиг. 6.



Фиг. 7.

шимся потоком. Сильное увеличение скорости наблюдалось в районе репера № 35 и был сделан прогноз активизации оползня на этом участке.

Прогноз оправдался через несколько месяцев. Оползень развился в зоне, расположенной по склону выше землепада FF (фиг. 6). Стрелки у реперов показывают направление движения масс, а замкнутые линии, обозначенные цифрами 1, 2... 8, являются изолиниями смещений в мет-

рах. Очаг оползания расположен у репера № 34. Значение землепада FF в гашении энергии движения сохраняется, равно как и роль источника D питания склона подземными водами.

Последние наблюдения 1959 г. показали продолжающуюся активизацию этой части оползневого склона (фиг. 7). Направление движения оползневых реперов сохранилось. На чертеже показаны линии равных значений ускорений движения оползня  $a = \frac{S_1}{S_2}$  в ‰, где  $S_1$  — величина смещений за 1954—1955 гг., а  $S_2$  — тоже за 1955—1959 гг. Чертеж наглядно показывает, что наибольшая активизация наблюдается в районе репера № 42, где величина общего смещения увеличилась почти в 3 раза, сравнительно с другими участками склона. Жирная стрелка показывает вероятное направление предстоящей активизации оползня.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 14.IV.1960.

Գ. Ի. ՏԵՐ-ՍՏԵՓԱՆՅԱՆ

## ԼԱՆՋԵՐԻ ԽՈՐՔԱՅԻՆ ՍՈՂՔԻ ՉԱՓՈՒՄԸ

### Ա մ փ ո փ ու մ

Նշվում է լանջերի խորքային սողքի զարգացման պիտումների գործնական և տեսական նշանակությունը: Համառոտակի նկարագրվում է սողանքային նիշերի տեղաշարժման դիֆերենցիալ գրաֆիկական մեթոդի սկզբունքները, ինչպես նաև սողանքների վրա կատարված դիտումների որոշ արդյունքները:

Ներքնակի բարդ սլորոֆիլ ունեցող խոշոր սողանքի վրա ապացուցված է, որ տեղաշարժման վեկտորների թեքությունը հետևում է սողանքային ներքնակի համապատասխան մասերի թեքությանը:

Սողանքի կողմնոցներից մեկում ցույց տրվող դիմադրության հետևանքով հայտնաբերված է հողային զանգվածի շարժման ուղղության փոփոխությունը:

Խոշոր սողանքի վրա խորքային ջրերի ինտեսիվ հոսքի ավելացման կապակցությամբ ապացուցված է շարժման բնույթի փոփոխությունը: Կանխատեսվեց սողումը, որը հաստատվեց մի քանի ամիս հետո: Դիտվեց սողանքային ոջախի առաջացումն ու միգրացիան և գուշակվեց սողանքի ապագա զարգացման ուղղությունը:

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Гольдштейн М. Н. и Тер-Степанян Г. И. Длительная прочность глин и глубинная ползучесть склонов. Матер. к IV Междунар. конгр. по механ. грун. и фундамен-тостр. Изд. АН СССР, стр. 43—51, М., 1957.
2. Келль Н. Г. Методы геодезического определения смещений при изучении движений оползней. Л., 1936.

3. Терцаги К. Механизм оползней. Сб. «Проблемы инженерной геологии». Вып. 1. Изд. ИЛ, стр. 174—219, М., 1958.
4. Ter-Stepanian G. Discussion on Earth Dams, Slopes and Open Excavations, Proc. 4 th Intern. Confer. Soil Mech. Found. Engng., v. 111, p. 256, London, 1957.
5. Ter-Stepanian G. Measurement of Depth Creep of Slopes, First Regional Conference (Asia). Intern. Soc. Soil Mech. Found. Engng., pap. 1 (c), iii, New-Delhi, India, 1960.

ГЕОФИЗИКА

Г. М. ВАНЦЯН

О НЕКОТОРЫХ ФАКТОРАХ, ИСКАЖАЮЩИХ РЕЗУЛЬТАТЫ  
МАГНИТОРАЗВЕДКИ И ЭЛЕКТРОПРОФИЛИРОВАНИЯ  
НА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР

Магниторазведка и электропрофиллирование находят широкое применение при исследовании рудных месторождений. Получаемые при этом графики вертикальной составляющей магнитного поля ( $\Delta Z$ ) и кажущегося удельного электрического сопротивления ( $\rho_k$ ) часто осложняются влиянием различных факторов [4, 5].

Рассмотрим, на примере некоторых рудных месторождений Армянской ССР, влияние пересеченного рельефа местности на данные электропрофиллирования и магниторазведки, влияние меняющейся мощности наносов на данные электропрофиллирования и влияние неоднородности наносов на данные магниторазведки.

1. При проведении электропрофиллирования на участках с пересеченным рельефом могут наблюдаться значительные искажения графиков кажущегося удельного сопротивления. Причем, при пересечении электропрофилем хребта над его осью наблюдается уменьшение  $\rho_k$ , а при пересечении долины — обратная картина [2].

Результаты электропрофиллирования на рудных месторождениях Армянской ССР, располагающихся, как правило, в условиях резко расчлененного рельефа, во многих случаях осложнены в той или иной мере влиянием топографии.

На фиг. 1 в качестве примера приведен график электропрофиллирования на медно-молибденовом месторождении, характеризующийся максимумом  $\rho_k$  в средней части кривой.

Повышенные значения  $\rho_k$  хорошо прослеживаются по ряду профилей и располагаются по оси должны.

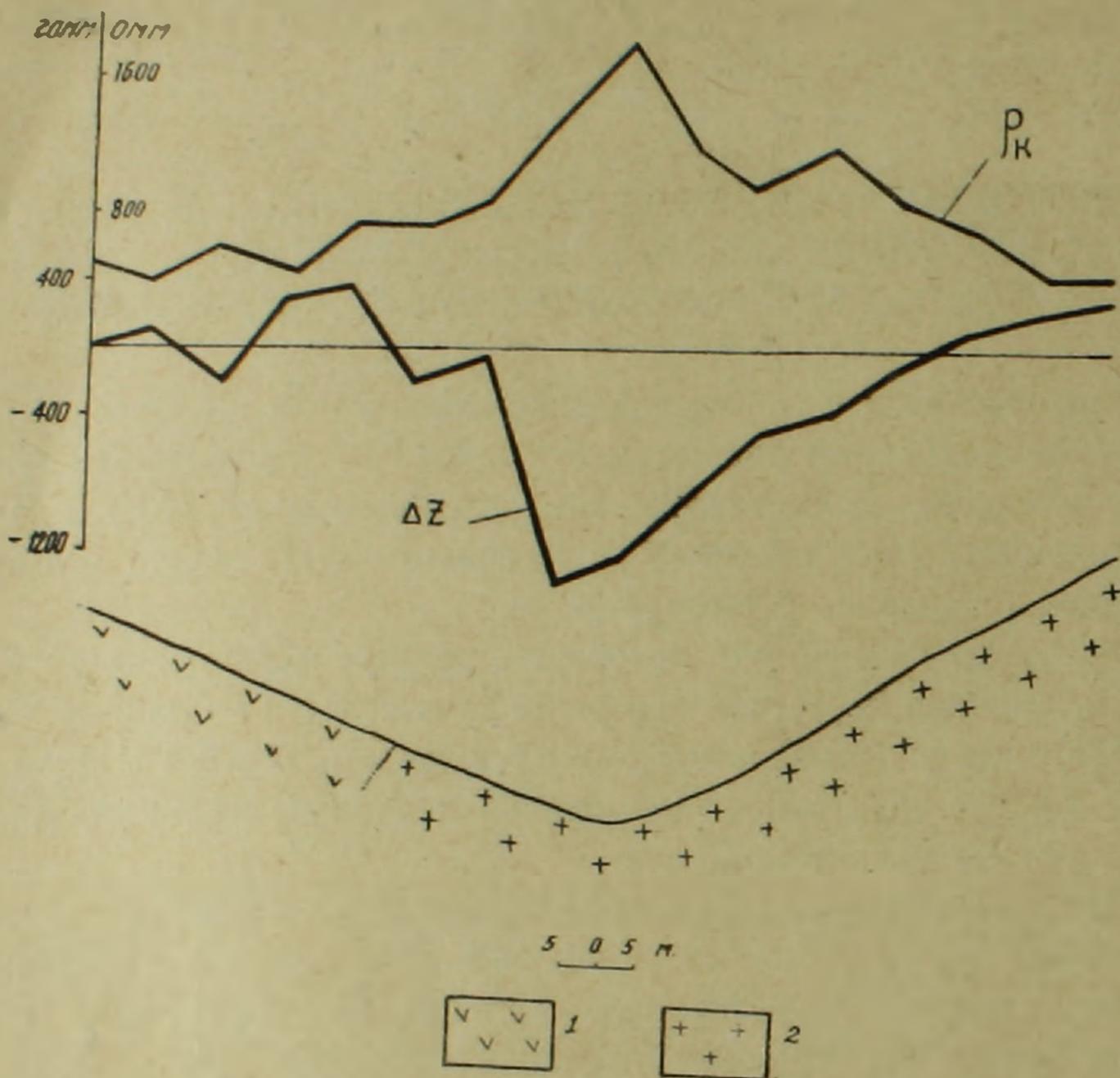
С целью изучения отмеченной аномалии нами были выполнены модельные работы в опытном баке, заполненном влажным песком. При этом была имитирована «долина», подобная наблюдаемой на практике. Над такой моделью проводилось электропрофиллирование с сохранением одинакового масштаба рельефа и установки к натуре, равного 1 : 1000.

Приведенная на фиг. 2 модельная кривая в целом согласуется с полевым графиком, чем подтверждается связь наблюдаемой аномалии с рельефом.

Для учета влияния рельефа на результаты электропрофиллирования

может быть также использована специальная палетка, составленная для отдельных морфологических единиц [6].

Однако, на практике для выделения аномалий рельефа во многих случаях может оказаться достаточным простое сопоставление графиков электропрофилирования с топографией.



Фиг. 1. График  $\rho_k$  электропрофилирования  $AMNB$  ( $AB=300$  м) и график  $\Delta Z$  на медно-молибденовом месторождении.

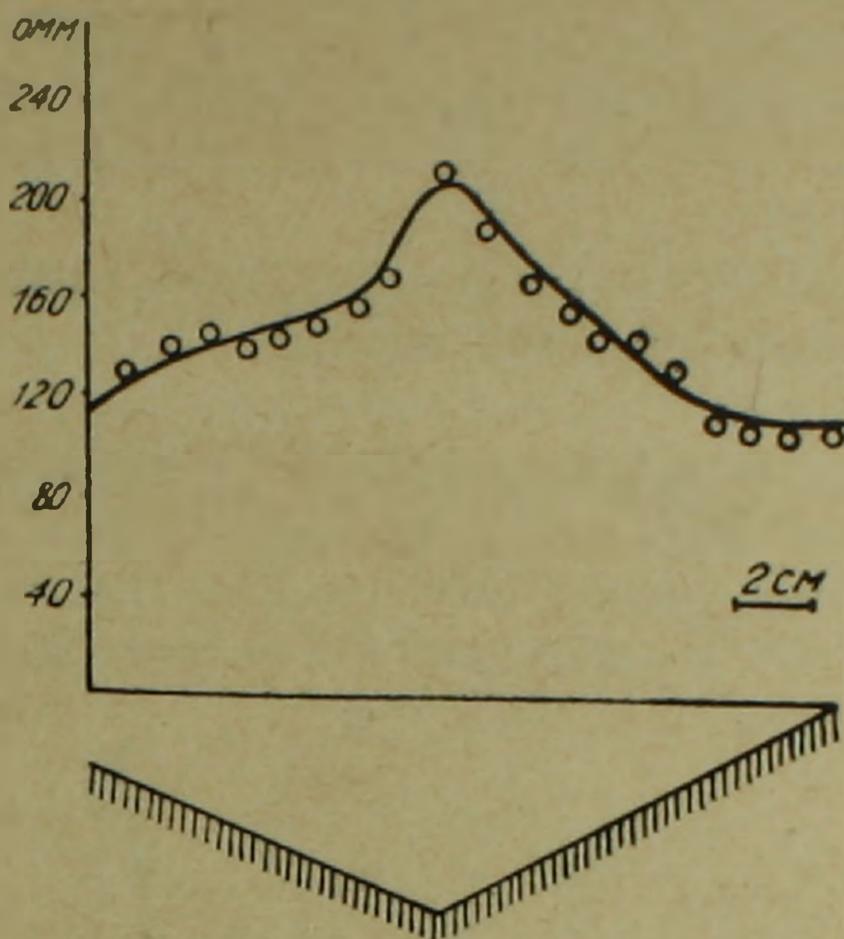
1. Гранодиориты. 2. Порфириты.

В условиях пересеченной местности, при наличии магнитных пород, имеет место искажение графиков вертикальной составляющей магнитного поля  $\Delta Z$ , что находит следующее физическое объяснение.

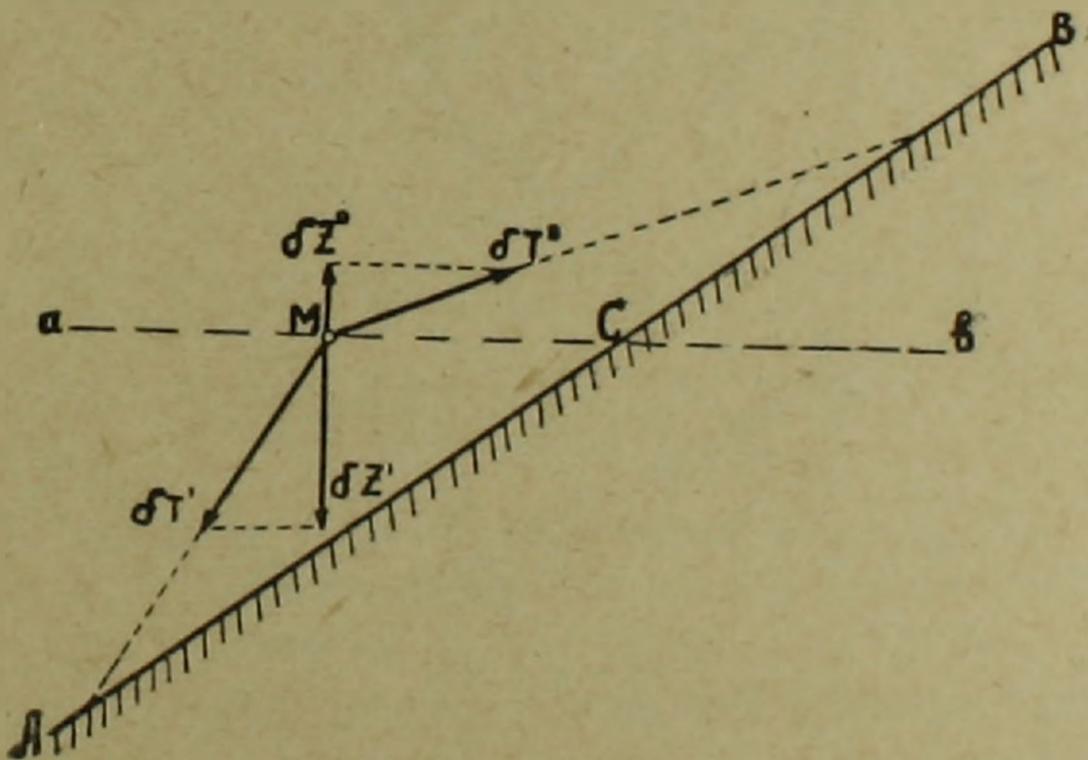
Рассмотрим наклонную поверхность  $AB$ , на которой имеет место равномерное распределение элементарных магнитных масс. В точке  $M$ , на некоторой высоте от поверхности, расположен магнитный диполь (магнитная система прибора), который испытывает совокупное действие магнитных масс (фиг. 3). В случае нормальной намагниченности эти массы будут создавать эффект южного магнитного полюса.

Разделим мысленно, проходящей через точку  $M$  горизонтальной плоскостью  $av$ , наклонную поверхность на две области — нижнюю  $AC$  и верхнюю  $CB$ . Действие магнитных масс, расположенных в области  $AC$  будет сводиться к появлению элементарных сил  $\delta T'$ , направленных вниз от  $av$ . В связи с этим, элементарные вертикальные составляющие  $\delta Z'$  также бу-

дут направлены вниз и следовательно суммарная вертикальная составляющая в точке  $M$  от действия области  $AC$  будет характеризоваться положительной величиной.



Фиг. 2.



Фиг. 3.

Противоположное влияние будут оказывать магнитные массы, расположенные в верхней области. Элементарные силы  $\delta T''$  и их вертикальные составляющие  $\delta Z''$  в этом случае будут направлены вверх от  $ab$  и суммарная вертикальная составляющая от области  $CB$  будет отрицательной величиной.

Таким образом, действие магнитных масс от верхней области будет сводиться к уменьшению вертикальной составляющей магнитного поля, причем, это действие будет тем сильнее, чем ниже по наклонной поверхности расположена точка  $M$ .

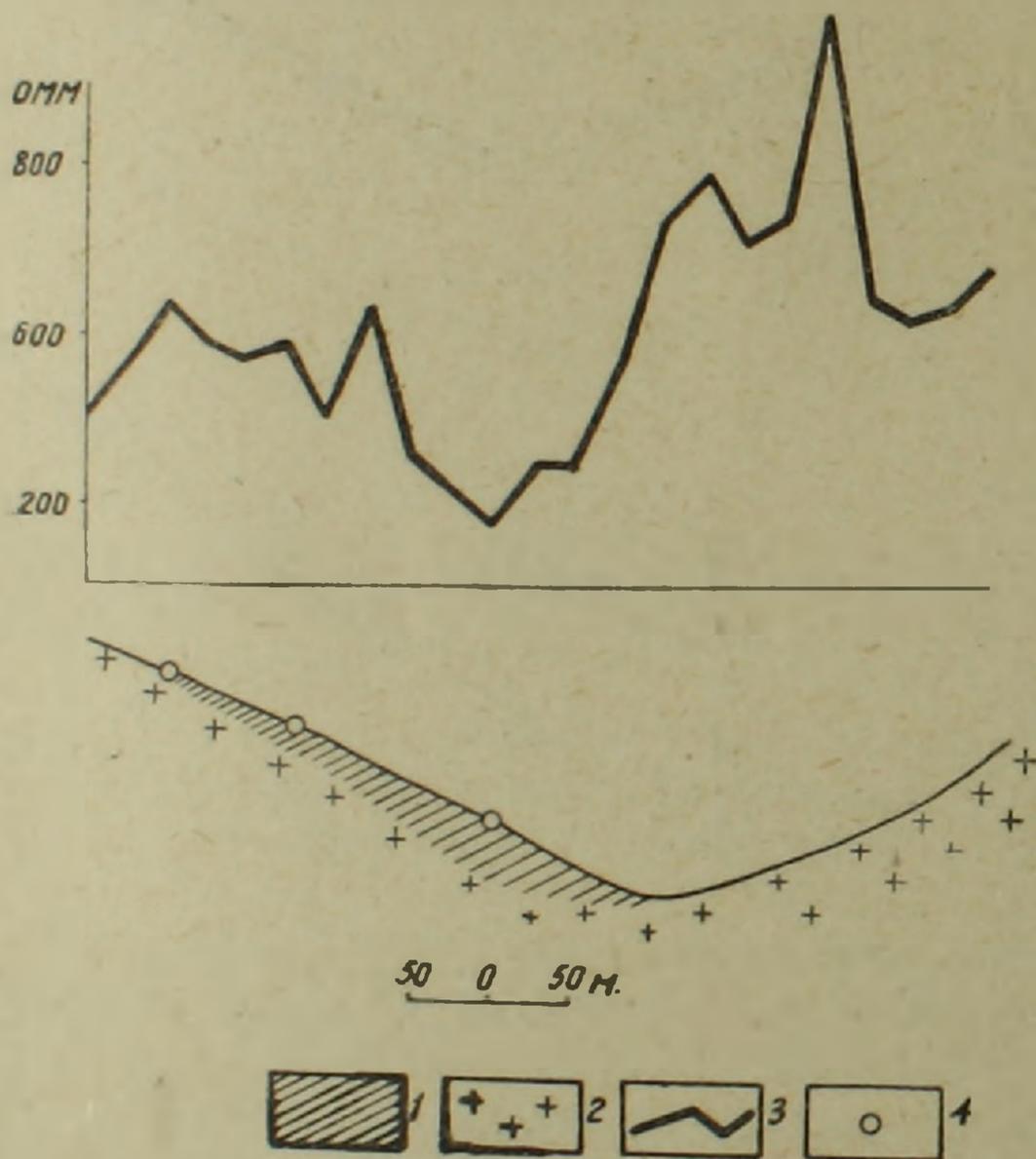
На основании вышеизложенного нетрудно заключить, что в случае

нормальной намагниченности пород, форма графика  $\Delta Z$  будет повторять топографический разрез. Приведенная на фиг. 1 кривая  $\Delta Z$  иллюстрирует это положение.

В случае обратной намагниченности пород форма кривой изменится, и в этом случае график  $\Delta Z$  будет являться зеркальным отображением рельефа, как это было показано Ц. Г. Акопяном, изучавшим вопрос о влиянии топографии на данные магниторазведки при картировании лавовых образований [1].

Отмеченные особенности магниторазведочных кривых позволяют в ряде случаев достаточно уверенно выделять аномалии  $\Delta Z$  связанные с рельефом. Количественная оценка влияния рельефа, если известна интенсивность намагничения пород, может быть осуществлена с помощью палетки Б. Д. Микова [3].

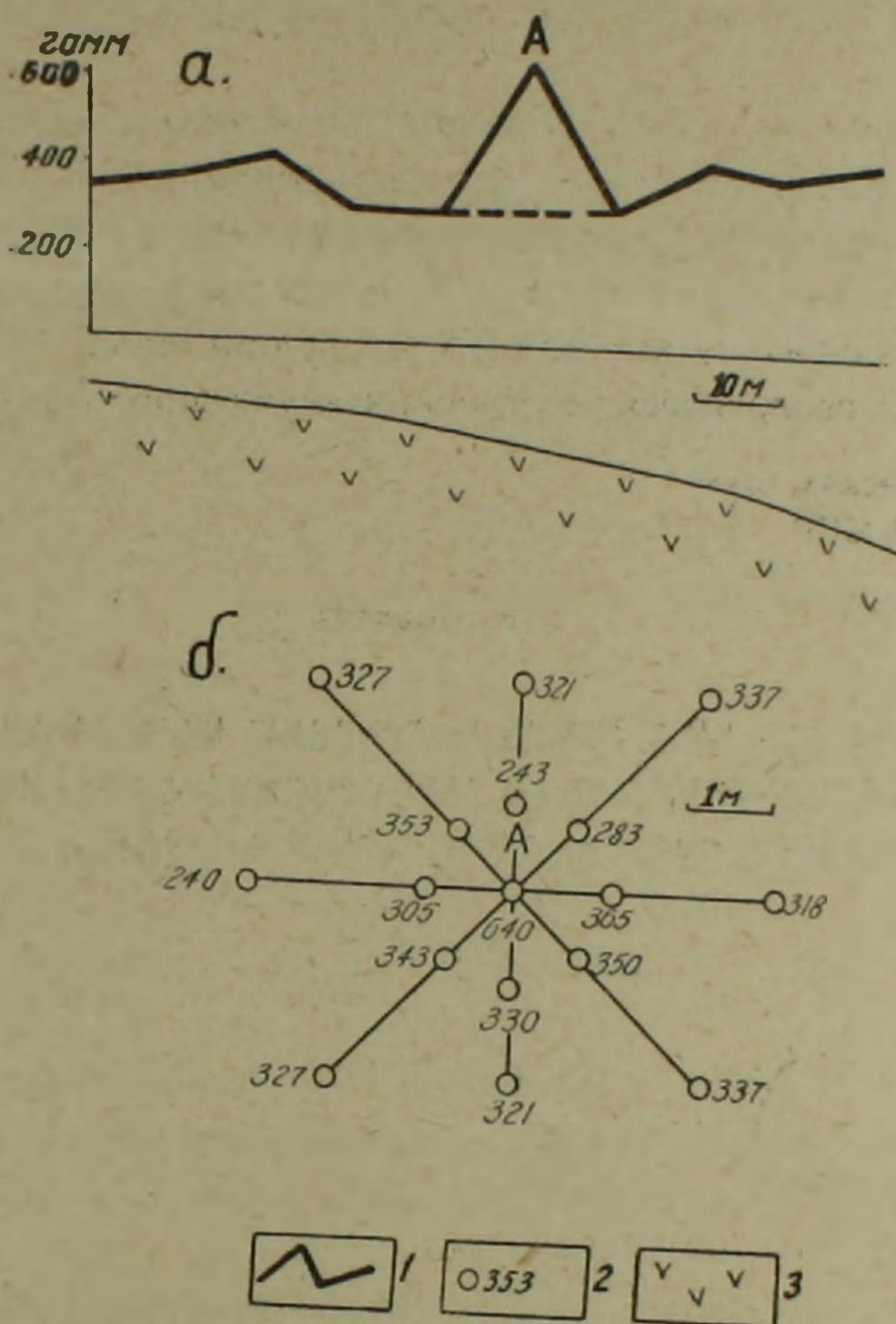
2. При проведении электропрофилирования нами наблюдались аномалии проводимости от местного увеличения мощности наносов.



Фиг. 4. График  $\rho_k$  электропрофилирования  $AMNB$  ( $AB=300$  м) на медно-молибденовом месторождении. 1. Нансы. 2. Гранодиориты. 3. График  $\rho_k$ . 4. Точка ВЭЗ.

На фиг. 4 приведен график электропрофилирования, отличающийся значительной неоднородностью. С целью определения причины, вызвавшей понижение  $\rho_k$  в средней части кривой, в трех точках (см. чертеж) были выполнены вертикальные электрические зондирования. На основании анализа кривых зондирования и геологического осмотра определен характер изменения мощности наносов по профилю. Наибольшая мощ-

ность наносов порядка 35 м (по данным зондирования) наблюдается в области минимума  $\rho_k$  (удельное электрическое сопротивление наносов порядка 500 м). Резкое увеличение  $\rho_k$  в правой части графика является, по-видимому, результатом влияния рельефа, представляющего здесь долину.



Фиг. 5. График  $\Delta Z$  на полиметаллическом месторождении.  
1. Кривая  $\Delta Z$ . 2. Плановое положение точки и значение  $\Delta Z$  в гаммах. 3. Порфириты.

Таким образом, в рассматриваемом примере неоднородный характер графика электропрофилирования обусловлен в основном влиянием меняющейся мощности наносов и рельефа.

3. Одной из причин, осложняющей форму графиков  $\Delta Z$ , является неоднородность наносов. Включения в наносах, в виде обломков коренных пород, могут создавать местные аномалии магнитного поля, искажая поля от искомых геологических объектов.

Исключение аномалий от таких неоднородностей может быть произведено применением методики групповых точек [5].

В этом случае около точки с экстремальным значением  $\Delta Z$  на расстоянии 1—2 м, производятся дополнительные измерения. Если полученные в дополнительных точках значения  $\Delta Z$  будут приближаться к уровню поля над породами, то аномальное значение  $\Delta Z$  может быть отнесено за счет включения.

Так, на приведенном графике (фиг. 5) в точке А имеет место максимум  $\Delta Z$  со значением 640 гамм на общем фоне поля порядка 300—400 гамм (фиг. 5а). В дополнительных точках, расположенных на расстоянии 1—2 м от точки А, величина  $\Delta Z$  приближается к полю над породами (фиг. 5б). В связи с этим значение  $\Delta Z$  в точке А, как обусловленное местной неоднородностью, может быть исключено из магнитного графика.

Приведенными данными, очевидно, не исчерпываются все факторы, осложняющие применение электропрофилирования и магниторазведки на рудных месторождениях. Но уже из рассмотренных примеров ясно, что недоучет отмеченных факторов может привести к грубым ошибкам при интерпретации геофизических данных и, следовательно, к неправильному представлению о геологическом строении изучаемого объекта.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 12.I. 1961.

Հ. Մ. ՎԱՆՅԱՆ

**ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐՈՒՄ ՄԱԳՆԻՍԱԿԱՆ  
ՀԵՏԱԽՈՒՉՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ԷԼԵԿՏՐՈՊՐՈՖԻԼԱՎՈՐՄԱՆ  
ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐՆ ԱՂԱՎԱՂՈՂ ՄԻ ՔԱՆԻ ԳՈՐԾՈՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ**

**Ա մ փ ո փ ու մ**

Հողվածում բննարկվում է Հայկական ՍՍՌ հանքավայրերում տեղանքի կտրտված ռելեֆի, ժամանակակից նստվածքների անհամասեռության և նրանց հզորության փոփոխման ազդեցությունը մագնիսական հետախուզության և էլեկտրոպրոֆիլավորման տվյալների վրա:

Էլեկտրոպրոֆիլավորման և մագնիսական հետախուզության կորերի տեսքը որոշակի կապ է ցուցաբերում տոպոգրաֆիական կտրվածքի հետ, որը թույլ է տալիս տարբերել ռելեֆի անոմալիաները երկրաբանական օբյեկտների հետ կապված անոմալիաներից:

Ժամանակակից նստվածքների հզորության մեծացումը կարող է էլեկտրապրոֆիլավորման կորերի վրա հազորդականության անոմալիաների առաջացման պատճառ հանդիսանալ: Այդ անոմալիաների ծագումը պարզելու համար նստվածքաբանական է կիրառել ուղղահայաց էլեկտրական զոնդավորումների մեթոդը, որը հնարավորություն կտա որոշելու ժամանակակից նստվածքների հզորության փոփոխության բնույթը կտրվածքի երկարությամբ:

Ժամանակակից նստվածքներում անհամասեռության առկայությունը կարող է պայմանավորել տեղական էքստրեմումների հանդես դալը մագնիսական հետախուզության կորերի վրա: Էքստրեմալ արժեքով օժտված կետի շուրջը կատարված մագնիսական դաշտի ուղղահայաց բաղադրիչի լրացուցիչ չափումների օգնությամբ հնարավոր է շրջափակել անհամասեռությունը և հաշվի չառնել նրանով պայմանավորված անոմալիան:

Քննարկված օրինակները ցույց են տալիս, որ գեոֆիզիկական տվյալների մեկնաբանման ժամանակ նշված դործոնների հաշվի չառնելը կարող է հանգեց-

նել կոպիտ սխալների և հետևապես հետադուրսող օբյեկտի երկրաբանական կառուցվածքի ոչ ճիշտ պատկերացման:

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян Ц. Г. Магнитное поле Араратской котловины Армянской ССР, Изд. АН АрмССР, 1960.
2. Дахнов В. Н. Электрическая разведка нефтяных и газовых месторождений, Гостоптехиздат, 1951.
3. Миков Б. Д. Влияние рельефа местности на результаты магнитной сѐемки, Изв. СО АН СССР, Геология и Геофизика, вып. 2, 1959.
4. Тархов А. Г. Геофизические поиски рудных месторождений, Советская геология, № 2, 1961.
5. Тархов А. Г. К использованию магниторазведки в рудных районах, Изв. АН СССР, серия геофизическая, № 8, 1956.
6. Чантуришвили Л. С. Электроразведка при проектировании дорог на пересеченной местности, Автотрансиздат, 1959.

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

А. Т. АСЛАНЯН

ВОЗРАСТ ОХЛАЖДАЮЩЕЙСЯ ЗЕМЛИ

В классической геофизике считалось, что вследствие теплового излучения объем Земли уменьшается и что уменьшение объема (контракция) начинается с того момента, когда гидростатическое давление

$$P_h = \frac{gM}{4\pi R^2} = \frac{1}{3} \bar{\rho} g R$$

начинает превалировать над противоположно направленным газовым давлением

$$P_g = A\bar{T}.$$

Принимая массу земли  $M = 5.98 \times 10^{27}$  г, ускорение силы тяжести на поверхности  $g = 980$  см/сек<sup>2</sup>, среднюю плотность  $\bar{\rho} = 5.52$  г/см<sup>3</sup>, радиус  $R = 6.37 \times 10^8$  см и число Авогадро  $A = 8.314 \times 10^7$  эрг/град. моль, приходим к выводу, что в начале процесса тепловой контракции при  $P_h = P_g$  средняя температура Земли  $T \leq 13830^\circ \text{K}$ , т. е. если восстановить всю потерянную Землей тепловую энергию, то средняя температура ее при постоянном  $R$  достигнет около  $14000^\circ \text{K}$ .

Теплопроводность однородно нагретого шарообразного тела, обладающего центральной симметрией, описывается хорошо известным волновым уравнением

$$\frac{\partial T}{\partial t} = 3a^2 \frac{\partial^2 T}{\partial r^2} = a_0^2 \frac{\partial^2 T}{\partial r^2}, \quad (1)$$

где  $T$  — температура в момент времени  $t$  на расстоянии  $r$  от центра шара,  $a^2$  — линейный коэффициент тепловой диффузии (температуро-проводности),  $a_0^2 = 3a^2$  — объемный коэффициент тепловой диффузии.

Остывание первоначально жидкой или газообразной Земли и образование в ее составе твердой внешней оболочки толщиной  $R - r_n = l_n$  за время существования Земли  $t_e = t_n - t_0$  согласно уравнению (1) представляет собой колебание температуры в пределах от начального среднего значения  $\bar{T} = \bar{\rho} g R / 3A = 13830^\circ \text{K}$  до современной ее величины  $T_n$  на глубине  $R - r_n = l_n$ , где вещество вследствие охлаждения переходит из флюидного (жидкого или газообразного) состояния в твердое состояние.

Фундаментальным решением уравнения (1) является функция влияния точечного источника

$$F = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \cdot \frac{1}{\sqrt{4a_0^2(t_n - t_0)}} \cdot e^{-\frac{(R - r_n)^2}{4a_0^2(t_n - t_0)}} \quad (2)$$

или функция

$$F = \frac{1}{2T_n} \cdot \frac{dT}{dl}, \quad (3)$$

дающие распределение температуры на разных глубинах в зависимости от продолжительности процесса остывания [5].

В начальный момент  $t_0=0$  шар находится полностью в расплавленном состоянии, характеризуемом условием  $R - r_n = 0$ . Для этого момента выражение (2) дает

$$F = \frac{1}{\sqrt{4\pi a_0^2 t_n}} \quad (4)$$

а выражение (3) приводит к адиабатическому градиенту температуры в поверхностном расплавленном слое

$$\frac{dT}{dl_0} = \frac{2T_0}{\sqrt{4\pi a_0^2 t_n}}, \quad (5)$$

где  $T_0$  — температура кристаллизации магмы в условиях верхних слоев земной коры.

Согласно релаксационной теории [6] в выражении (2) время  $t_n - t_0 = t_e$  является естественной единицей времени, определяемой из условия

$$e^{-\frac{(R - r_n)^2}{4a_0^2(t_n - t_0)}} = e^{-1}, \quad (6)$$

и, следовательно, равняется

$$t_e = \frac{(R - r_n)^2}{4a_0^2} = \frac{(R - r_n)^2}{12a^2}. \quad (7)$$

Для нашей задачи основной интерес представляет формула (7), определяющая возраст Земли. В ней величина  $R = 6,37 \times 10^8$  см известна из обычных геодезических измерений, а глубина  $R - r_n$ , где твердая оболочка контактирует с жидким ядром, определяется из сейсмических наблюдений и равняется  $2,9 \times 10^8$  см. Что касается величины  $a^2$ , то она определяется путем сопоставления известных соотношений:

$$a^2 = \frac{\chi}{\rho C_p} = \frac{\chi}{a P_h},$$

$$\frac{dT}{dR} = \frac{agT_m}{C_p} = \frac{3T_m}{R},$$

$$\chi = \frac{\pi^2}{3} \cdot \frac{k^2}{e^2} \cdot \lambda T_m,$$

$$i = \frac{\pi \tau_p}{4R^2},$$

$$\alpha = \frac{A}{E}, \quad C_p = \frac{1}{3} \alpha g R,$$

$$E = 2(1+\nu) \mu = 2(1+\nu) \cdot \frac{3}{5} \rho g R,$$

где:  $\chi$  — коэффициент внутренней теплопроводности Земли;  
 $C_p$  — удельная теплоемкость при постоянном гидростатическом давлении;  
 $\alpha$  — объемный коэффициент теплового расширения;  
 $\lambda$  — коэффициент электропроводности;  
 $T_m$  — современная средняя температура;  
 $k$  — постоянная Больцмана;  
 $e$  — заряд электрона;  
 $A$  — число Авогадро;  
 $\tau_p$  — полупериод прецессии оси Земли;  
 $E$  — длительный модуль упругости;  
 $\mu$  — длительный модуль сдвига;  
 $\nu$  — коэффициент Пуассона [3, 4, 6, 7].

Принимая  $R = 6,37 \times 10^8$  см,  $\rho = 5,52$  г/см<sup>3</sup>,  $A = 8,414 \times 10^7$  эрг/град. моль,  $\tau_p = 4,34 \times 10^{11}$  сек,  $k = 1,38 \cdot 10^{-16}$  эрг/град,  $e = 1,6 \times 10^{-20}$  эл. маг. ед.,  $\nu = 0,25$ ,  $\mu = 2,13 \times 10^{12}$  дин/см<sup>2</sup>,  $T_m = 3600$  °К,  $P_n = 1,15 \times 10^{12}$  дин/см<sup>2</sup> получим:  $\chi = 6,72 \times 10^5$  эрг/см сек град.,  $\lambda = 9,18 \times 10^{-7}$  эл. маг. ед. (сек/см<sup>2</sup>),  $\alpha = 1,5 \times 10^{-5}$  град<sup>-1</sup>,  $C_p = 3,13 \times 10^6$  эрг/г град и соответственно  $a^2 = 4,66 \times 10^{-2}$  см<sup>2</sup>/сек, что по данным экспериментальных определений имеет тот же порядок, что и температуропроводность высокомагнетизальных пород [2].

Таким образом, подставляя в формулу (7)  $R - r_n = l_n = 2,9 \times 10^8$  см и  $a^2 = 4,66 \times 10^{-2}$  см<sup>2</sup>/сек, получаем возраст Земли

$$t_e = 1,51 \times 10^{17} \text{ сек} = 4,77 \times 10^9 \text{ лет.}$$

Решение уравнения (1) нередко представляют также в виде

$$T = T_0 \cdot \Phi(l) = T_0 \cdot \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\frac{l_n}{\sqrt{4a_0^2(t_n - t_0)}}} e^{-\alpha^2} d\alpha \quad (8)$$

где  $T_0$  — начальная температура Земли, а

$$\alpha^2 = \frac{R - l_n}{4a_0^2(t_n - t_0)}.$$

Согласно условиям (6), (7), верхний предел интеграла вероятностей  $\Phi(l)$  равняется единице, а значение самого интеграла при этом пределе равняется 0,8427 [5]. Следовательно при этих условиях

$$T = 0,8427 T_0.$$

В частности, если в начальный момент  $t_0 = 0$ , температура в центре Земли равнялась средней ее температуре  $T_0 = \bar{T} = 13830^\circ K$ , то по истечении времени  $t_c = t_n - t_0$ , она должна была уменьшиться до значения  $T = T_c = 11620^\circ K$ . Согласно пропорции

$$\frac{T_m}{\rho_m} = \frac{T_n}{\rho_n},$$

если положить среднюю плотность Земли  $\rho_m = 5,52 \text{ г/см}^3$ , центральную плотность  $\rho_n = \rho_c = 17,9 \text{ г/см}^3$  и центральную температуру  $T_n = T_c = 11620^\circ K$ , получим современную среднюю температуру Земли  $T_m = 3600^\circ K$ .

Возраст Земли, определенный из функции распределения (2), может быть получен также из второго закона Фурье в следующей постановке задачи.

Предположим, что оболочка Земли является однородным полупространством и в момент времени  $t = 0$ , когда поверхностный слой  $R - r = 0$  начинает кристаллизоваться (затвердевать), источники холода равномерно распределены на поверхности оболочки, а теплопроводность последней характеризуется уравнением

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a^2 \frac{\partial^2 T}{\partial l^2}.$$

Ставится задача: если твердая оболочка Земли образовалась путем постепенного остывания первоначально расплавленных масс за время существования Земли  $t_c = t_n - t_0$ , т. е. если фронт холода или фронт кристаллизации в течение времени  $t_c = t_n - t_0$  мигрировал от поверхности до основания оболочки, то какова должна быть мощность оболочки  $R - r_n = l_n$  или глубина миграции фронта кристаллизации? Аналогично можно ставить обратную задачу: если источники тепла равномерно распределены на поверхности жидкого ядра Земли, то на какое расстояние продвинется за время  $t_c = t_n - t_0$  фронт восходящей тепловой волны в виде фронта плавления?

По теории теплопроводности Фурье в данной задаче, именуемой задачей без начальных условий, распределение температуры в зависимости от глубины  $R - r_n = l_n$ , времени  $t$ , времени колебания температуры  $\tau$  и амплитуды колебания температуры  $A$ , выражается уравнением:

$$T(l, t) = A e^{\pm \sqrt{\frac{2\pi}{\tau} \cdot \frac{l^2}{2a^2}} \pm i \left( \sqrt{\frac{2\pi}{\tau} \cdot \frac{l^2}{2a^2}} + \frac{2\pi t}{\tau} \right)}, \quad (9)$$

удовлетворяющим периодическому краевому режиму колебания

$T(0, t) = Ae^{-2\pi l/\tau}$  [5]. Очевидно, мнимая часть в степени экспоненциального множителя в уравнении (9) обращается в нуль, когда

$$\frac{t^2}{\tau} = \frac{l}{4\pi a^2} = \frac{(R-r)^2}{4\pi a^2}. \quad (10)$$

Отсюда в соответствии с условиями рассматриваемой задачи, полагая  $t = \tau = t_e$ , получим

$$t_e = \frac{(R-r)^2}{4\pi a^2}. \quad (11)$$

Формула (10) отражает второй закон Фурье, согласно которому время  $t_e$  равняется времени запаздывания максимумов или минимумов температуры на глубине  $l = l_n$  от соответствующих моментов на поверхности  $l = 0$ , причем в нашей задаче минимумам температуры на поверхности и у основания оболочки соответствует температура кристаллизации вещества, а максимумам — температура плавления на соответствующих глубинах.

Формула (11) при  $R-r = 2,9 \times 10^8$  см и  $a^2 = 4,66 \times 10^{-2}$  см<sup>2</sup>/сек дает  $t_e = 1,44 \times 10^{17}$  сек =  $4,56 \times 10^9$  лет.

Укажем, что работа деформации (изменения объема) остывающей Земли

$$U = \frac{4}{3} \pi R^3 \cdot \frac{1}{2} \alpha T_m P_h = \frac{1}{6} MgR\alpha T_m = 3,42 \times 10^{37} \text{ эрг, отнесенная}$$

ко времени  $t_e = 4,77 \times 10^9$  лет, составляет  $q = 7,17 \times 10^{27}$  эрг/год (по данным полевых измерений  $q = 7,5 \times 10^{27}$  эрг/сек с точностью  $\pm 50\%$ ).

Следует отметить, что при определении возраста Земли по формуле (5), взамен адиабатического градиента  $dT/dl_c$  нередко ошибочно принимают в расчет обычный геотермический градиент  $3 \times 10^{-4}$  град/см, что при  $a^2 = 6 \times 10^{-3}$  см<sup>2</sup>/сек (теплопроводность почво-грунтов) и  $T_0 = 1200^\circ\text{C}$  (температура жидких лав) дает  $t_e = 1,6 \times 10^5$  лет, в то время как по радиоактивным методам возраст земной коры не меньше  $3,85 \times 10^9$  лет. На эту неточность ранее указывал Бенфильд [7], по данным которого даже в случае первично холодной Земли, лишенной радиоактивных элементов, гравитационное сжатие должно привести к установлению адиабатического градиента.

По сводке Аренса [1], максимальный возраст Земли и химических элементов оценивается в  $5 \times 10^9 - 5,5 \times 10^9$  лет, возраст метеоритов, определенный радиоактивными методами,  $4,5 \times 10^9 - 5 \times 10^9$  лет, возраст Солнца, определенный астрономическими данными, — порядка  $5 \times 10^9$  лет. Приведенные выше формулы (7) и (11), как уже указывалось, при  $T_m = 3600^\circ\text{K}$ , дают для геологического возраста Земли величину от  $4,56 \times 10^9$  до  $4,77 \times 10^9$  лет.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Аренс Л. Х.* Древнейшие обнаженные породы Земли. Сб. статей „Земная кора“. Изд. иностр. лит., М., 1957.
2. *Берч Ф., Шерер Дж., Спайсер Г.* Справочник для геологов по физическим константам. Изд. иностр. лит., М., 1949.
3. *Гейтвуд Б. Е.* Температурные напряжения. Изд. иностр. лит., М., 1959.
4. *Лейбензон Л. С.* Курс теории упругости. М., 1942.
5. *Тихонов А. Н. и Самарский А. А.* Уравнения математической физики. М.—Л., 1951.
6. *Френкель Я. И.* Введение и теорию металлов. М., 1958.
7. *Benfield A. E.* The temperature of an accreting Earth. Trans. Am. Geophys. Union, 31, 53, 1950.

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

В. С. БАЛИЦКИЙ, В. Н. ЛЮБОФЕЕВ

О НАХОДКАХ САМОРОДНОЙ МЕДИ В ВЕРХНЕТРЕТИЧНЫХ  
ВУЛКАНОГЕНАХ НАХИЧЕВАНСКОЙ АССР

В 1955 г., в полосе выходов вулканогенных образований северного борта Нахичеванской мульды, нами были обнаружены несколько пунктов минерализации самородной меди.

Известные ранее на Кавказе находки самородной меди в Дзансульском, Мерисском, Сюникском (Зангезурском), Агаракском, Алавердском, Шамлугском, Кедабекском, Гуларском, Садонском и др. месторождениях обязаны своим происхождением преобразованию медных минералов в верхних частях месторождений за счет гипергенных процессов.

Выявленные проявления относятся к другому генетическому типу, хорошо известному в литературе по описаниям месторождений Верхнего озера (Мичиган), Мерседес (Чили), Сан-Пауло (Бразилия), Пари (Тоскана), Лизарде (Англия), северной Чехии и др., связанных с основными эффузивными и интрузивными породами, главным образом, мелафирами, диабазами и габбро различного возраста.

В нашем случае самородная медь зафиксирована в близширотной гряде вулканогенных пород олигоценового возраста, моноклиально падающих на юг и имеющих общую мощность 150—200 м. Их подстилают песчано-глинистые и мергелистые отложения эоцена и перекрывают континентальные красные цвета верхнего олигоцена, сменяющиеся выше по разрезу лагунными глинисто-карбонатными породами.

Вулканогенная гряда сложена лавами андезитов, андезито-базальтов и реже базальтов с их агломератами, туфобрекчиями и туфами. В разрезе преобладают андезиты и их туфобрекчии.

Признаки медной минерализации в виде порошковых налетов малахита и азурита среди вулканогенов встречаются на значительном протяжении (13—15 км) между гг. Нагаджир-Кызылдаг.

Однако самородная медь была встречена всего лишь на двух участках: в трех километрах северо-восточнее с. Каракала и в 0,5 км западнее г. Кызылдаг — в измененных андезито-базальтах верхней части разреза. Мощность андезито-базальтового потока составляет 1,2—3,0 м, но выделения самородной меди отмечаются только в верхней, наиболее пористой, его части и прослежены по простиранию на 60 и падению 20 м.

Во втором проявлении (близ г. Кызылдаг) характер медной мине-

рализации аналогичен, но площадь выхода меденосных андезито-базальтов не превышает 20 м<sup>2</sup>.

В большинстве случаев самородная медь образует нитевидные формы выделения, диаметром до 5 мм и длиной 3—5 см. Реже встречаются тончайшие пластинки по плоскостям трещин и отдельные зерна и «жолуди» весом до 10—15 г. В делювиальных свалах были найдены и более крупные образцы меди дендритовидной формы весом до 100 г.

На выходах медь покрыта пленками куприта, малахита и азурита.

Спектральным анализом в самородной меди обнаружены: железо — более 1%, серебро — 0,1—0,01%, свинец и цинк — следы.

В тесной ассоциации с медью находится опал, который в вулканогенной толще представлен намного шире.

Опал заполняет поры и пузыри в лавовых потоках, выполняет в них трещины отдельности и образует миндалины и характерные «пальцеобразные» выделения, ориентированные перпендикулярно залеганию лавы.

Спектральными анализами в опалах почти во всех случаях фиксируются следы меди.

Пространственная и парагенетическая связь опала с медью и формы выделения могут свидетельствовать об образовании их во время фумарольно-сульфатарной стадии деятельности вулкана.

Выявленные проявления сами по себе промышленного значения не представляют, но меденосная вулканогенная гряда пространственно контролирует распространение весьма интересной сульфидной медной минерализации в песчаниках и фитогенных известняках глинисто-карбонатной пачки верхнего олигоцена — нижнего миоцена. Не исключено, что медная минерализация в песчаниках и известняках обязана своим происхождением разрушению меденосных вулканогенов и переотложению меди в форме сульфидов.

Краснодарский филиал ВНИИ Нефть  
г. Краснодар

Поступила 28.VIII.1960.

Վ. Ս. ԲԱԼԻՑԿԻ, Վ. Ն. ԼՅՈՒԲՈՖԵԵՎ

ՆԱԽԻՋԵՎԱՆԻ ԱՍՍՈՒ ՎԵՐԻՆ ԵՐՐՈՐԴԱԿԱՆ ՀՐԱԲԵԱԾԻՆ  
ԱՊԱՐՆԵՐՈՒՄ ԲՆԱԾԻՆ ՊՂՆՁԻ ՀԱՅՏՆԱԲԵՐՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

1955 թվականին Նախիջևանի մուլդայի հյուսիսային կողմում հրաբխածին առաջացումների մերկացումների գոտում մեզ հաջողվեց հայտնաբերել բնածին պղնձի հանքայնացման նշաններ:

Պղնձի հանքայնացման նշաններ մայախիտի և ազուրիտի փառի ձևով հրաբխածին ապարներում հանդիպում են մեծ տարածության (13—15 կմ) վրա, Նազաջիր-Կղզղաղ լեռների միջև: Սակայն բնածին պղինձը հանդիպում է միայն

երկու կետում՝ Կարակալա գյուղից 3 կմ դեպի հյուսիս-արևելք և Կզլդասլի լեռից 0,5 կմ դեպի արևմուտք տեղամասի երկրաբանական կտրվածքի վերին մասի փոփոխված անդեզիտա-բազալտներում: Բնածին պղինձն այդ ապարներում առաջացնում է թելանման, թիթեղիկանման անջատումներ և կաղինաձև ներփակումներ: Դելյուվիալ առաջացումներում հայտնաբերվել են բնածին պղնձի դենդրիտաձև մինչև 100 գ կշիռ ունեցող նմուշներ:

Բնածին պղնձի հետ սերտորեն կապված է հրաբխածին շերտախմբում ավելի լայն տարածված օսյալը: Օսյալի տարածական և հարածին կապը բնածին պղնձի հետ և նրա անջատման ձևերը վկայում են այն մասին, որ նրանք առաջացել են համատեղ, հրաբխի ֆումարոլա-սուլֆատարային գործունեության ժամանակ:

КРИТИКА И БИБЛИОГРАФИЯ

Н. И. НАКОВНИК

К ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ

(К 60-летию со дня появления термина)

Если внимательно следить за опубликованной литературой последнего десятилетия, прямо или косвенно касающейся околорудных изменений и продуктов пневматолито-гидротермального метаморфизма, то создается впечатление, что только с 1946—1947 гг. со статьей С. С. Смирнова началось в СССР осознание крупного значения изучения этих изменений и продуктов. Так высказывается, что «после известного призыва С. С. Смирнова» (1947) и «после его настойчивых указаний о важности тщательного изучения измененных пород появился ряд ценных исследований на эту тему». Или, например, утверждается, что успехи изучения гидротермально-измененных пород в СССР очень скромны (Вольфсон Ф. И., 1952; стр. 85—87).

Неудивительно, что такие и другие подобные высказывания, рассеянные в литературе, содействовали выработке у молодых советских геологов мнения о том, что старые русские геологи и горняки не понимали и не ценили значения околорудных изменений и что до «призыва 1946—1947 гг.» не было в СССР работ на эту тему или они были малоценны\*, а где нибудь за рубежом подумали, что советская наука об околорудных изменениях, действительно отстала от заграницы и что, пожалуй, только иностранцы дошли до мысли о необходимости чтения студентам курса «Основ гидротермального изменения пород», который уже введен в университете штата Юта.

---

\* Это, как будто подтверждает «Указатель геологических работ, опубликованных Академией наук СССР за 200 лет (с 1728 по 1938 гг.)» и обзор «Успехов петрографии в России» (Левинсон-Лессинг Ф. Ю., 1922). Так, в первом отмечена всего одна работа о каолинизации, а во втором упомянуты одна работа об альбитизации, одна о змеевиках и книга И. И. Гинзбурга и каолинах, но она отнесена в главу «Осадочные породы» — к числу работ о глинах. Эта большая, чрезвычайно интересная работа касается по существу каолинизации пород и много места в ней уделено гидротермальной каолинизации. Здесь надо отметить, что специальные темы по изучению гидротермально-измененных пород почти не ставились в геологических учреждениях АН вплоть до 1936 г., потому что эти породы, как «прикасающиеся к рудным жилам» не рассматривались как объекты петрографии.

В действительности же дело обстоит совсем не так. Надо только вспомнить, что по русским березитам и лиственитам уральские горняки искали золото еще до Розе, описавшего их в 1837 г., и что русские термины «березит» и «лиственит» проникали в Западную Европу и США, где их ставили в заголовки специальных публикаций. И, если не углубляться в очень старую литературу, из которой видно, что русские геологи давно подчеркивали важность изучения «изменения горнокаменных пород, прилегающих к рудным толщам», то из позднейшей — мы увидим статьи Карпинского А. П. (1875), Никитина В. В. (1907) и Кротова Б. П. (1915) о березитах и лиственитах, монографию Гинзбурга И. И. о каолине и каолинизации и монографию Смирнова Н. Н. (1913) о явлениях альбитизации. За советский же период до «призыва к изучению» вышло из печати много работ, посвященных продуктам окolorудных изменений и пневматолито-гидротермального метаморфизма вообще. Так, по скарнам опубликована большая монография Заварицкого А. Н. (1922) и сводные работы Пилипенко П. П. (1939), Коржинского Д. С. (1945) и Шахова Ф. Н. (1947); по серпентинитам — обобщающая статья Лодочникова В. Н. (1933) и крупнейшая его монография (1936), охватившая почти всю мировую литературу о серпентинитах, и работы Татаринова П. М. (1928—1929 г.); по лиственитам — статьи Азизбекова Ш. А. и Кашкая М. А. (1939) и Соловьева Ю. С. (1947); по березитам — статьи Бородаевской М. Б. (1938 и 1944); по пропилитам — Рупасовой З. В. (1938) и Афанасьева Л. М. (1937) и по вторичным кварцитам — сводные статьи Русакова М. П. (1925) и Наковника Н. И. (1933, 1934, 1938, 1947), работы Федорова Е. С. и Никитина В. В. (1901 и 1903), монография Наковника Н. И. (1937) и статьи Озерова К. Н., Ерджанова К. Н., Петрова Н. П., Маркова П. С., Асташенко К. И. и других. Напомним, что еще за десять лет до «призыва» не менее, если не более убедительно чем в 1946—1947 гг. доказывалась в специальной статье необходимость широкого изучения окolorудных изменений и даже чтения специального курса «петрографии рудосопровождающих пород» (Наковник Н. И., 1938). И еще накануне «призыва» появилась известная работа Д. С. Коржинского о метасоматической зональности крупнейшего общетеоретического значения, осветившая одну из важнейших сторон окolorудного метаморфизма (Д. С. Коржинский, 1946 — 1947).

Таким образом, из-за отсутствия написанной истории изучения в СССР окolorудных изменений и метаморфических пород вообще, создались условия для искажения ретроспективы, от которой неотделима перспектива изучения. Как можно понять предмет науки, не зная истинной истории изучения его и развития взгляда, не говоря уже о нормах этики, когда забывается крупная ведущая роль одних ученых и выпячивается второстепенная — других.

Насколько изучение в СССР комплекса вторичных кварцитов продвинулось вперед за годы Советской власти, охватило почти все вулканические области Союза и даже определило изучение некоторых других «ста-

рых» формаций, видно из следующего. Если по грейzenам опубликовано в СССР до 1960 г. всего около 20 специальных работ и одна обобщающая, а по скарнам 20 и 3 обобщающих, то по формации вторичных кварцитов вышло в свет с начала изучения их (с 1900 г.) 47 работ под специальным названием формации и 3 обобщающие — сводные, не считая 60-ти под иным названием, но посвященных целиком вторичным кварцитам и их минералам.

Во исполнение части большой задачи по написанию истории изучения гидротермально-измененных пород мы и публикуем ниже в сжатой форме обзор истории изучения вторичных кварцитов и развития взгляда на них — истории, особенно пострадавшей от искажений за последнее десятилетие.

Публикацией обзора мы выполняем и второй наш долг перед наукой: отмечаем 60-летие со дня появления термина и изучения вторичных кварцитов, исполняющееся в 1960 г.

Идея вторичных кварцитов зародилась на рубеже XIX—XX столетий у русских геологов на Урале. Вначале эта идея была очень примитивной и долго не находила широкого применения.

В 1920-х годах она была перенесена геологами-прикладниками Геологического комитета на огромную территорию мелкогорного Казахстана, и здесь ее распространили на все гипогенно-окварцованные породы, направив на поиски медных вкрапленников. Однако, по странной непоследовательности, она привела сначала не к открытию медных руд, а к открытию крупнейшего в мире скопления кристаллического глинозема — корундового месторождения Семиз-Бугу.

За этим событием последовала многолетняя ревизия окварцованных пород Казахстана, которая привела к новым крупным открытиям во вторичных кварцитах. В процессе ревизии и в результате изучения была выдвинута в литературе в начале 1930-х годов более прогрессивная идея — представление о вторичных кварцитах, как особом генетическом комплексе околорудных, метасоматических пород. Обоснование его, как оригинальной совокупности генетических и пространственно тесно связанных минеральных типов — фаций, большую часть которых открыли в СССР в 1926—1934 гг., началось с 1934 г. и закончилось в 1947 г. Эта новая — современная идея укрепилась в результате сравнительного изучения аналогичных вторичным кварцитам пород из других областей и стран.

Так, к небольшому ряду давно известных околорудных метасоматических формаций: скарны—грейзены—пропилиты—серпентиниты, прибавилась новая формация. Однако не все геологи и петрологи приняли вторичные кварциты в таком новом понимании: многие продолжают, как это делалось и раньше, называть вторичными кварцитами любые окварцованные породы мономинерально-кварцевого или существенно-кварцевого состава, а самый комплекс и его идею не замечают или игнорируют.

Изучение вторичных кварцитов является едва ли не первым специальным, широким и целеустремленным изучением в СССР метасомати-

ческих — гидротермально-измененных рудоносных пород. Первые сводные работы об этих оригинальных и широко распространенных породах, в которых ассоциировались такие, казавшиеся тогда полярными, минералы, как корунд и кварц, алунит и топаз, андалузит и алунит, топаз и каолинит, каолинит и зуннит, диаспор и дюмортьерит, стали появляться уже в 1933—1936 гг.

Изучение вторичных кварцитов протекало в основном в период крайнего увлечения пегматитовыми магмами и пневматолито-гидротермальным привносом. Из ювенильного источника — глубинной магмы геологи привносили тогда не только молекулы рудных минералов, но и  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Са и щелочи для формирования жильной массы и изменения боковых пород. Поэтому, изучение околорудных гидротермально-метасоматических образований — «гидротермолитов», в том числе и вторичных кварцитов, не вызывало вначале особого интереса ни у геологов — прикладников, ни тем более у петрологов, так как первые для объяснения генезиса рудоотложения находили их мало что разъясняющими, а вторые не принимали их за объекты петрографии и считали почти рудами.

Данные, которыми мы располагаем теперь в области понимания состава, рудоносности и генезиса вторичных кварцитов, в сравнении с начальным периодом изучения, весьма значительны. Они добыты кропотливым трудом целого поколения геологов-поисковиков, разведчиков и петрологов.

В связи с целеустремленным, систематическим исследованием — ревизией вторичных кварцитов СССР открыты крупнейшие месторождения полезных ископаемых, установлены новые руды, новые парагенезисы минералов и новые минеральные типы. Впервые для метасоматических околорудных пород показано на вторичных кварцитах зонально-закономерное развитие большого комплекса минеральных типов — фаций. Изучение вторичных кварцитов разъяснило природу и геологическое место их, резко повысило значение околорудных изменений, как поисковых признаков, содействовало выработке правильного представления о выносе — привносе вещества в околорудном метасоматизме и, наконец, разрушило прежние иллюзии непрямого привноса из магмы  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и Fe при окварцевании, серицитизации и пиритизации боковых пород.

Далее мы переходим к обзору главнейших событий по истории изучения вторичных кварцитов, который излагаем в виде хронологического перечня, являющегося заключением большой исторической главы в подготовленной монографии. Крупнейшими событиями последнего пятилетия были: 1) официальное признание Всеказахстанским совещанием по вторичным кварцитам «фумарольно-сульфатарной» гипотезы генезиса этих пород и 2) принятие китайскими геологами современной идеи и термина «вторичные кварциты» для аналогичных пород Китая.

Хронологический перечень главнейших событий  
по истории изучения вторичных кварцитов

№№ п/п	События и литературная ссылка	Дата события, инициаторы и участники
1	1	3
1	Появление термина «вторичный кварцит» (Федоров Е. С., 1901; Никитин В. В.).	1901 г. Федоров Е. С.
2	Появление термина «вторичный кварцит» в Закавказье (Федоров Е. С., 1903).	1903 г. Федоров Е. С.
3	Появление термина «ортокварцит» взамен «вторичный кварцит» (Чирвинский П. Н., 1914).	1914 г. Чирвинский П. Н.
4	Появление термина «вторичный кварцит» в Киргизской степи и первой специальной сводной работы о вторичных кварцитах Казахстана (Русаков М. П., 1926).	1925—1926 гг. Русаков М. П. (Геол. комитет)
5	Открытие во вторичных кварцитах крупнейшего в мире уникального месторождения корунда на горе Б. Семиз-Бугу в Северном Казахстане (Русаков М. П. и Наковник Н. И., 1927 г.).	1926 г. Наковник Н. И. (Геол. комитет)
6	Открытие во вторичных кварцитах первых в СССР месторождений «Porphyr copper» Коунрад, Карабас и Сокуркой в Казахстане (Русаков М. П., 1928).	1928 г. Русаков М. П. (Геол. комитет)
7	Первая специальная ревизия вторичных кварцитов Казахстана на медь (Наковник Н. И., 1931, 1933).	1930 г. Русаков М. П., Наковник Н. И., Гапанович И. С., Лизунов М. С. (Геол. комитет)
8	Открытие во вторичных кварцитах андалузита и установление широкого его распространения в них, а также — алуниита и диаспора (Наковник Н. И., 1931, 1933).	1930 г. Наковник Н. И. (Геол. комитет)
9	Открытие во вторичных кварцитах зуниита (Рудный Алтай, Курек Н. Н., 1930).	1930 г. Курек Н. Н. (Геол. комитет)
10	Появление специальной статьи по проблеме минералогическо-петрографического изучения вторичных кварцитов (Наковник Н. И., 1931 г.).	1931 г. Наковник Н. И. (Геол. комитет)
11	Открытие во вторичных кварцитах Семиз-Бугу андалузитовых пород (Озеров К. Н., 1933).	1931—1932 гг. Лис Н. И. и Озеров К. Н.
12	Появление второй сводной статьи о вторичных кварцитах, установление основных минеральных типов их и минеральных признаков. Открытие андалузита во вторичных кварцитах Закавказья, а также диаспора, корунда и андалузита во вторичных кварцитах Урала. Выдвижение идеи «вторичных кварцитов», как самостоятельного комплекса рудоносных метасоматических пород (Наковник Н. И., 1933 и 1934).	1933—1934 гг. Наковник Н. И. (ЦНИГРИ)

1	2	3
13	Выдвижение контактовой гипотезы генезиса вторичных кварцитов Казахстана (Озеров К. Н., 1933).	1933 г. Озеров К. Н. (ЦНИГРИ)
14	Открытие во вторичных кварцитах Коунрадского медного месторождения андалузита и андалузитовых руд (Наковник Н. И., 1934).	1934 г. Наковник Н. И. (Ленинградский горный ин-т)
15	Первое применение к вторичным кварцитам парагенетического анализа на основе правила фаз (Машковцев С. Ф., 1934).	1934 г. Машковцев С. Ф. (ЦНИГРИ)
16	Открытие во вторичных кварцитах Закавказья дюрмортьерита (Грушевой В. Г. и Озеров К. Н., 1935).	1935 г. Грушевой В. Г., Озеров К. Н. (ЦНИГРИ)
17	Появление третьей сводной работы о вторичных кварцитах Казахстана (Наковник Н. И., 1936).	1936 г. Наковник Н. И. (ЦНИГРИ)
18	Вторая специальная ревизия вторичных кварцитов Казахстана, открытие в них дюрмортьерита и месторождений андалузита, алунита и пирофиллита (Петров Н. П., 1940).	1934—1936 гг. Кассин Н. Г., Русаков М. П., Озеров К. Н., Петров Н. П., Быховер Н. А., Годован С. А., Кель Т. Н. (ЦНИГРИ)
19	Опубликование монографии о вторичных кварцитах Коунрада и установление вертикальной и горизонтальной зональности минеральных типов их (Наковник Н. И., 1937).	1937 г. Наковник Н. И. (Геол. ин-т АН СССР)
20	Появление термина «казахиты-метакварциты» взамен «вторичные кварциты» и признание их как особого комплекса метасоматических пород (Машковцев С. Ф., 1937 г. — Тезисы Междунар. Геол. Конгресса).	1937 г. Машковцев С. Ф. (ЦНИГРИ)
21	Установление во вторичных кварцитах диккита (Наковник Н. И., 1934, 1937, 1940).	1934—1937 гг. Наковник Н. И. (Геол. ин-т АН СССР)
22	Появление первой специальной работы о связи вторичных кварцитов с другими метаморфизованными породами и широком изучении в СССР рудосопровождающих пород (Наковник Н. И., 1938).	1938 г. Наковник Н. И. (Геол. ин-т АН СССР)
23	Установление идентичности окварцованных пород Акташского дюрмортьерито-агальматолитового месторождения (Сред. Азия) с вторичными кварцитами Казахстана (Прянишников С. Е., 1937).	1934—1938 гг. Прянишников С. Е., Поляркова М. Э., Шостаков Г. В. (Ср. Аз. геол. упр.)

1	2	3
24	Третья специальная расширенная — «генеральная» ревизия вторичных кварцитов Казахстана, открытие в них зунита, ильменита, аугелита и ряда месторождений андалузита, диаспора, алунита, диккита, пирофиллита и корунда (Наковник Н. И., 1940, Марков П. С., 1940, Асташенко К. И., 1938, 1939, 1940, Ерджанов К. Н., 1940, 1945).	1936—1940 гг. Григорьев И. Ф., Русаков М. П., Наковник Н. И., Марков П. С., Асташенко К. И., Ерджанов К. Н.
25	Признание Центрального Казахстана алунитовой провинцией и выдвижение проблемы геолого-экономического освоения алунита во вторичных кварцитах (Наковник Н. И., 1938, 1940; Марков П. С., 1939, 1940).	1938—1940 гг. Наковник Н. И., Марков П. С. (Геол. ин-т АН СССР)
26	Первое упоминание в зарубежной литературе «вторичных кварцитов» и первое сравнение с ними аналогичных зарубежных пород (S. Gavelin 1939 и O. Odman 1941).	1939—1941 гг. S. Gavelin, O. Odman
27	Установление вторичных кварцитов на Дальнем Востоке в Белогорском золоторудном месторождении (Наковник Н. И., Никитин Д. В., 1944).	1941 г. Наковник Н. И., Никитин Д. В. (ВСЕГЕИ)
28	Открытие в околорудных кварц-серицитовых сланцах колчеданных залежей Урала типичных минералов вторичных кварцитов Казахстана (Наковник Н. И., 1943)	1941 г. Наковник Н. И. (ВСЕГЕИ)
29	Выдвижение «вулканической фумарольно-сульфатарной» гипотезы образования вторичных кварцитов СССР и установление метасоматической зональности в них (Наковник Н. И., 1941).	1941 г. Наковник Н. И. (ВСЕГЕИ)
30	Московское совещание по проблеме разведки Семиз-Бугу и вторичных кварцитов Казахстана (Наковник Н. И., 1958).	1944 г. Русаков М. П., Наковник Н. И., Озеров К. Н. (Комитет по делам геологии при СНК СССР)
31	Открытие в кварц-серицитовых сланцах Кабанского колчеданного месторождения на Урале высокоглиноземных пород комплекса вторичных кварцитов: корундовых, андалузитовых, диаспоровых и зунитовых (Логинов В. П., 1944, 1951).	1934 - 1944 гг. Логинов В. П. (Геол. ин-т АН СССР)
32	Установление идентичности фумарольно-сульфатарно-измененных пород Курило-Камчатского вулканического пояса с вторичными кварцитами Казахстана (Власов Г. М., 1946).	1946 г. Власов Г. М. (Дальне восточное геол. упр.)
33	Появление термина «вторичные алюмокварциты» взамен «вторичные кварциты» (Озеров К. Н., 1946).	1944—1946 г. Озеров К. Н. (ВСЕГЕИ)
34	Появление термина «казахтас» взамен — «вторичный кварцит» (Егоров А. И., 1946).	1946 г. Егоров А. И. (Казах. фил. АН СССР)

1	2	3
35	Установление вторичных кварцитов в Советском Закарпатье (Пиотровский Г. Л., 1947).	1947 г. Пиотровский Г. Л. (Львов. Гос. ун-т)
36	Появление первой сводной работы о генетическом комплексе вторичных кварцитов, их минеральных фациях и зональности (Наковник Н. И., 1947).	1947 г. Наковник Н. И. (ВСЕГЕИ)
37	Признание вулканического — фумарально-сульфатарного генезиса вторичных кварцитов Коунрадского месторождения (Газизова К. С., 1948, 1957).	1948 г. Газизова К. С. (Геол. ин-т АН Казах. ССР)
38	Открытие первого алунитового месторождения типа вторичных кварцитов на СВ СССР (Сперанская И. М., 1960).	1950 г. Сперанская И. М. (Дальневосточное Геол. упр.)
39	Опубликование монографической работы о вторичных кварцитах Кабанского колчеданного месторождения, широкое применение к ним парагенетического анализа и появление термина «глюмосилициты» взамен «вторичные кварциты» (Логинов В. П., 1951).	1951 г. Логинов В. П. (Геол. ин-т АН СССР)
40	Появление первой в СССР классификации типов метасоматических процессов, выдвижение «субвулканической» гипотезы образования вторичных кварцитов СССР и представления о «нитевидных» микрожилках корунда в этих породах (Коржинский Д. С., 1953).	1953 г. Коржинский Д. С. (Академия наук СССР)
41	Открытие новой корундовой россыпи на Семиз-Бугу (Наковник Н. И., 1958).	1954—1956 гг. Семиз-Бугинское рудоуправление
42	Установление вторичных кварцитов на побережье Охотского моря (Матвеев В. Т. и Соколова Е. А., 1955).	1955 г. Матвеев В. Т., Соколова Е. А. (ГРУ Дальстроя)
43	Принятие китайскими геологами современной идеи и термина «вторичные кварциты» для аналогичных пород Китая (Hsieh C. Y., 1956).	1956 г. Hsieh C. Y.
44	Обнаружение во вторичных кварцитах колчеданных месторождений Закавказья зуниитовых, диаспоровых и флюоритовых кварцитов (Алиев В. И., 1957).	1957 г. Алиев В. И. (Геол. ин-т АН АзССР)
45	Установление в комплексе вторичных кварцитов «серного типа» — серной фации (Власов Г. М., 1958).	1958 г. Власов Г. М. (Дальневосточное геол. упр.)
46	Установление вертикальной зональности гидротермально-измененных вулканическими процессами пород от пропилитов через аргиллитованные породы до вторичных кварцитов включительно (Василевский М. М., 1958 и Фишкин М. Ю. 1958).	1958 г. Василевский М. М. (ВСЕГЕИ) Фишкин М. Ю. (Львовский гос. ун-т)

1	2	3
47	Установление в Казахстане первых полей вторичных кварцитов в околожерловой фации древних вулканов (Русаков М. П., Фремд Г. М., 1958).	1958 г. Русаков М. П., Фремд Г. М. (Геол. ин-т АН КазССР)
48	Появление третьей сводной работы о вторичных кварцитах Казахстана и подтверждение несостоятельности контактовой гипотезы их образования (Русаков М. П. и Фремд Г. М., 1958).	1958 г. Русаков М. П., Фремд Г. М. (Геол. ин-т АН КазССР)
49	Открытие в Центральном Казахстане уникального дюрмортьерито-корундо-андалузитового месторождения Жанет у вулканического нэкка (Донских В. В., Наковник Н. И. и Петрова Е. В., 1959).	1958 г. Донских В. В. (ВСЕГЕИ)
50	Первое в СССР совещание в Алма-Ата (2—6 декабря) по проблеме геолого-экономического освоения вторичных кварцитов Казахстана. Доклады Наковника Н. И., Русакова М. П. и других. Официальное признание совещанием гипотезы Наковника Н. И. о генезисе вторичных кварцитов (в связи с постмагматической деятельностью экструзивного вулканизма и субвулканических интрузий) и — несостоятельности контактово-метаморфической гипотезы К. Н. Озерова (Русаков М. П. и Чолпанкулов Т. Ч., 1959).	1958 г. Центр. Казахстан. геол. управлен. и ин-т Геол. наук АН КазССР  1958 г. (Дальневосточное геол. упр.)
51	Открытие корундо-андалузитовой минерализации в «молодых» (третично-мезозойских) вторичных кварцитах Амуро-Уссурийской вулканической зоны (Саврасов Н. П. и Никитин Ю. П., 1959)	1958 г. (Дальневосточное геол. упр.)
52	Появление первой статьи о месте вторичных кварцитов в ряду прочих метаморфических и метасоматических пород и принципах отличия от сходных образований (Наковник Н. И., 1959).	1959 г. Наковник Н. И. (ВСЕГЕИ)
53	Открытие во вторичных кварцитах Советского Закарпатья дюрмортьерита (Лазаренко Э., 1959).	1959 г. Лазаренко Э.

*Примечание:* В перечень не вошли крупные открытия, не имеющие прямого отношения к вторичным кварцитам, но сделанные в связи с ревизией и изучением их: открытие Саякского медно-магнетитового месторождения, Восточно-Коунрадского редкометального, Акчатау-Кызылтасского редкометального и др. Также не вошли в перечень открытия крупные месторождения, которые раньше ошибочно относились к типу вторичных кварцитов — Бошекульского, Алмалыкского и др. меднопорфировых месторождений.

ВСЕГЕИ

Ленинград

Известия, XIV, 4—6

Поступила 10.V.1960.

Ն. Ի. ՆԱԿՈՎՆԻԿ

## ԵՐԿՐՈՐԴԱԿԱՆ ԿՎԱՐՑԻՏՆԵՐԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում տրված են ՍՍՏՄ-ում երկրորդական կվարցիտների ուսումնասիրման հիմնական էտապները: «Երկրորդական կվարցիտ» տերմինը առաջին անգամ օգտագործվել է Ուրալում 19—20-րդ դարերի սահմանում ռուս երկրաբանների կողմից:

Երկրորդական կվարցիտների խորը և բազմակողմանի ուսումնասիրությունը տեղի ունեցավ Ղազախստանում և հաջող զարգացավ Սովետական իշխանության տարիներին:

Երկրորդական կվարցիտների նպատակասլաց սիստեմատիկ ուսումնասիրության հետևանքով ՍՍՏՄ-ում հայտնաբերված են օգտակար հանածոների խոշորագույն հանքավայրեր, սահմանված են նոր հանքանյութեր, նոր համագոյացումներ:

Երկրորդական կվարցիտների վերաբերյալ համադաշնաստանյան խորհրդակցությունում (1958 թ.) պաշտոնական ճանաչում գտավ այդ ապարների առաջացման «ֆումարոլա-սուլֆատարային հիպոթեզը»:

Հողվածում ժամանակագրական կարգով տրված է ՍՍՏՄ-ում երկրորդական կվարցիտների ուսումնասիրության պատմության գլխավոր էտապների ցուցակը:

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Алиев В. И. Вторичные кварциты и связанные с ними высокоглиноземистые породы Чирагидзор-Тоганалинского рудного поля. Изв. АН АзССР, № 7, 1957.
2. Асташенко К. И. Новый массив корундо-дюмортьеритовых пород в Центральном Казахстане. Разведка недр, № 3, 1933.
3. Асташенко К. И. Зунит, зунитовые породы и связанные с ними руды. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1939.
4. Асташенко К. И. Вторичные кварциты Центрального Прибалхашья. ДАН, т. 27, № 5, 1940.
5. Власов Г. М. Задачи геологических исследований на полуострове Камчатка. Материалы по геол. и пол. ископ. Дальнего Востока. Госгеолиздат, 1946.
6. Власов Г. М. Вулканические отложения серы и некоторые вопросы близповерхностного рудообразования. Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 13, 1958.
7. Василевский М. М. Зональность и рудная минерализация сольфатарно-измененных пород Быстринского района Камчатки. Записки В. Мин. общ., ч., 87, вып. 3, 1958.
8. Вольфсон Ф. П. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Изд. АН СССР, 1952.
9. Газизова К. С. О некоторых особенностях геологии Коунрадского медного месторождения. Вестник АН КазССР, № 3, 1948.
10. Грушевой В. Г., Озеров К. Н. Новые месторождения андалузита и дюмортьерита в Армении. Разв. недр, № 16, 1935.
11. Донских В. В., Наковник Н. И. Петрова Е. В. Новое дюмортьерито-корундо-андалузитовое месторождение в Казахстане, 1959.

12. Егоров А. И. О термине «казахит» (вторичный кварцит). Изв. Казах. фил. АН СССР, сер. геол., вып. 8 (26), 1946.
13. Ерджанов К. Н. Вторичные кварциты юго-восточной части Центрального Казахстана. Каз. фил. АН СССР, Алма-Ата, 1945.
14. Курек Н. Н. Секисовское месторождение огнеупорных глин. Тр. Гл. геол. разв. упр., вып. 7, 1930.
15. Коржинский Д. С. Метасоматическая зональность при околотрещинном метаморфизме. Зап. Всесоюзного Мин. общ., ч. 75, № 4, 1946—47.
16. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, 1958.
17. Лазаренко Э. Новые минералогические находки в метасоматических породах Закарпатья. Минер. Сборн. Львовского Геол. Общ., № 13, 1959.
18. Легинов В. П. Реликтовые гипогенные минералы в боковых породах Кабанского колчеданного месторождения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1944.
19. Логинов В. П. Алюмосилициты Кабанского колчеданного месторождения. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 13, серия рудн. м-ний, 15, 1951.
20. Марков П. С. Алунит и алунитовые месторождения Восточного Казахстана. Мат. по геологии Центр. Казахстана. СОПС АН СССР, 1940.
21. Матвеев В. Т., Соколова Е. А. Рутилсодержащие алюмосилициты. Матер. по геол. и пол. ископ. Сев. Востока СССР. ГРУ Дальстроя, Магадан, вып. 9, 1955.
22. Машковцев С. Ф. Петрология медного месторождения Коунрад. Пробл. Сов. Геологии, № 7, 1934.
23. Машковцев С. Ф. Метакварциты (казахиты). Тезисы докладов 17 сессии Международн. геол. Конгресса. ОНТИ, 1937.
24. Наковник Н. И., Янишевский Е. М., Николаев Н. И. К вопросу об изучении так называемых вторичных кварцитов Казахской степи. Изв. ВГРО, вып. 100, 1931.
25. Наковник Н. И. Новые данные о так называемых вторичных кварцитах. Проблемы Сов. геологии, вып. 6, 1933.
26. Наковник Н. И. Андалузит и корунд во вторичных кварцитах Казахстана. Минер. сырье, вып. 4, 1934.
27. Наковник Н. И. Корунд и его вторичные кварциты. Проблемы Сов. геологии, вып. 4, 1934.
28. Наковник Н. И. Вторичные кварциты и их руды. Труды ЦНИГРИ, вып. 58, 1936.
29. Наковник Н. И. Месторождения Коунрад, его горные породы и минералы. Изд. СОПС АН СССР, 1937.
30. Наковник Н. И. Вторичные кварциты и их связь с прочими метаморфизованными породами. Сов. Геология, вып. 11, 1938.
31. Наковник Н. И. Итоги трехлетней ревизии вторичных кварцитов Казахстана и проблема алунитов. Матер. по геологии Центр. Казахстана. Изд. СОПС АН СССР, 1940.
32. Наковник Н. И. Диксит из вторичных кварцитов Казахской степи. Зап. Минер. общ., ч. XIX, № 4, 1940.
33. Наковник Н. И. Вторичные кварциты Казахстана и их полезные ископаемые. Юбил. сборник «Успехи геологического изучения Казахстана за 20 лет». Изд. Казах. фил. АН СССР, 1941.
34. Наковник Н. И. Новое в минералогии боковых пород колчеданных залежей Урала. Известия АН СССР, сер. геол., вып. 1, 1943.
35. Наковник Н. И. Каолинитовые диаспороносные агальматолиты в Рудном Алтае. Зап. Минер. общ., ч. 73, вып. 1, 1944.
36. Наковник Н. И., Никитин Д. В. Новое в минералогии золотоносных пород Белой Горы. Сов. геология, № 3, 1944.
37. Наковник Н. И. Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1947.
38. Наковник Н. И. О корундовых месторождениях Шешень-Кара и Семиз-Бугу в Центральном Казахстане. Вестник АН КазССР, вып. 12, 1958.

39. Наковник Н. И. О «новом» взгляде на вторичные кварциты, о гидротермально-измененных породах и вопросах с ними связанных. Изв. АН АрмССР, сер. геол., т. XII, № 1, 1959.
40. Озеров К. Н. К генезису месторождения корунда и андалузита Семиз-Бугу и вмещающих его вторичных кварцитов. Проблемы Сов. геологии, № 8, 1933.
41. Озеров К. Н. Корунд и андалузит во вторичных алюмокварцитах Казахстана. Тезисы на соискание ученой степени доктора геолого-минералог. наук. Ленингр. Гос. университет, 1946.
42. Петров Н. П. Неметаллические полезные ископаемые во вторичных кварцитах Центральной части Сев. Вост. Казахстана. Тр. Средне-Аз. Ин-та, вып. 4, 1940.
43. Пиотровский Г. Л. Об алуните из Березовского района в Закарпатье. Минер. Сборник Львовск. обл., № 1, 1947.
44. Русаков М. П. Вторичные кварциты и рофругу соррег Киргизской степи. Вестник Геол. Ком., № 3, 1925—26.
45. Русаков М. П., Наковник Н. И. Корундовое месторождение Семиз-Бугу в Киргизской степи. Известия Геол. Ком., № 3, 1927.
46. Русаков М. П. Новые месторождения медных порфировых руд на юге Киргизской степи. Вестник Геол. Ком., № 9—10, 1928.
47. Русаков М. П., Фремд Г. М. Нижнепермские вулканы и их нэки в ЮЗ части Джунгарского Алатау. Изв. АН Казах. ССР, сер. геол., вып. 3, 1958.
48. Русаков М. М., Фремд Г. М. Некоторые вопросы генезиса, состава, локализации и оруденения вторичных кварцитов Казахстана. Учен. Зап. Казах. Гос. Ун-та, сер. геол., и географ., т. 37, вып. 4, 1958.
49. Русаков М. П., Чолпанкулов М. Ч. Совещание по вторичным кварцитам. Вестник АН Казах. ССР, № 3, 1959.
50. Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. Зап. Всерос. мин. Общ., ч. 76, вып. I, 1947.
51. Федоров Е. С., Никитин В. В. Богославский горный округ. РПБ, 1901.
52. Фишкин М. Ю. Минералогические фации и условия образования вторичных кварцитов Березовского холмогорья в Закарпатье. Минералог. сборник Львовского Геол. общ., № 12, 1958.
53. Федоров Е. С. Горные породы Кедабека. Зап. Акад. наук, сер. 8, т. XIV.
54. Чирвинский П. Н. К петрографии и геологии Кедабекского медного месторождения. Изв. Донского Политехн. ин-та, т. III, вып. I, 1914.
55. Favelin Sven. Geology and ores of the Malänäs District. Sveriges Geol. Unders. ser. C. Arsbok. 33, № 4, 1939.
56. Hsich C. V. The role of volcanic and volcanosedimentary processes in the formation of certain mineral deposits of China. Acta geologica Sinica. t. 36, № 4, 1966.
57. Ödman O. N. Geology and ores of the Boliden deposit Sweden Sveriges Geol. Unders. ser. C. Arsbok, 35, № 1.

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Չնկեր Ն. Ս. Խրուշչովը Բյուրականում . . . . . 3

Տեկստիկա

Ա. Հ. Փաբրիկյան — Անդրկովկասի տեկտոնական շրջանացումը և նրա դիրքը ՍՍՌՄ-ի հարավի և նրան կից երկրների ալպիական օրոգեն սիստեմում . . . 7

Պետրոգրաֆիա

Գ. Գ. Բաղդասարյան, Լ. Խ. Ղուկասյան — Հայկական ՍՍՌ-ի պալեոգոյան ինտրուզիաների հասակի մասին . . . . . 23

Օգտակար հանածոներ

Ա. Ի. Գաբապետյան — Ոսկու հանքայնացման բնույթը պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերից մեկում . . . . . 37

Գրունցների մեխանիկա

Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան — Հանջերի խորրային սողքի շարժումը . . . . . 43

Գեոֆիզիկա

Հ. Մ. Վանցյան — Հայկական ՍՍՌ հանքավայրերում մագնիսական հետախուզության և էլեկտրոպրոֆիլավորման արդյունքներն աղավաղող մի քանի գործոնների մասին . . . . . 55

Գիտական նոթեր

Ա. Տ. Ասլանյան — Սառչոց երկրի հասակը . . . . . 63

Վ. Ս. Բալիցկի, Վ. Ն. Լյուբոֆեեվ — Նախիջևանի ԱՍՍՌ վերին երրորդական հրաբխածին ապարներում բնածին պղնձի հայտնաբերման մասին . . . . . 69

Քճճագասություն և բիբլիոգրաֆիա

Ն. Ի. Նակավճիկ — Երկրորդական կվարցիտների ուսումնասիրության հարցի շուրջը . . . . . 73

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Товарищ Н. С. Хрущев в Бюракане . . . . .	3
<b>Тектоника</b>	
А. А. Габриелян. Тектоническое районирование Антикавказа (Малый Кавказ) и положение его в системе альпийского орогена юга СССР и сопредельных стран . . . . .	7
<b>Петрография</b>	
Г. П. Багдасарян, Р. Х. Гукасян. О возрасте полеозойских интрузий Армянской ССР . . . . .	23
<b>Полезные ископаемые</b>	
А. И. Карапетян. Характер оруденения золота на одном медно-молибденовом месторождении . . . . .	37
<b>Механика грунтов</b>	
Г. И. Тер-Степанян. Измерение глубинной ползучести склонов . . . . .	45
<b>Геофизика</b>	
Г. М. Ванцян. О некоторых факторах, искажающих результаты магниторазведки и электропрофиллирования на рудных месторождениях Армянской ССР . . . . .	55
<b>Научные заметки</b>	
А. Т. Асланян. Возраст охлаждающейся Земли . . . . .	63
В. С. Балицкий, В. Н. Любофеев. О находках самородной меди в верхнетретичных вулканогенах Нахичеванской АССР . . . . .	69
<b>Критика и библиография</b>	
Н. И. Наковник. К истории изучения вторичных кварцитов . . . . .	73

