

ՀԱՄԱՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



Издаётся преимущественно на русском, а также на армянском и английском языках

ԽՐԲԱԴՐԱԿԱՆ ԿՈՒՆԳԻՈՒ

ՀՍՍՀ ԳԱ ԹՂԹ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր), տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ԹՂԹ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ԹՂԹ.-անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Է. Ա. Խաչատրյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ), ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Հ. Գ. Մաղաֆյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ռ. Տ. Միրիջանյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Գ. Նազարով, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Դ. Շիրինյան, Է. Ա. Խոստոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆաբամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ)։

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян (ответственный редактор), член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Багдасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, член-корр. АН Арм. ССР А. А. Габриелян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, акад. АН Арм. ССР И. Г. Магальян, канд. геол.-мин. наук Р. Т. Мириджанян, акад. АН Арм. ССР А. Г. Назаров, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (заместитель ответственного редактора), докт. геол.-мин. наук Э. А. Хачатурян (заместитель ответственного редактора), канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

ՀՍՍՀ ԳԱ Հրատարակչություն

Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ
Հիմնված է 1943 թ.

Журнал выходит 6 раз в год
Основан в 1943 г.

Խմբագրության հասցեն՝
375019, Երևան 19, Բարեկամության 24ա

Адрес редакции:
375019, Ереван 19, Барекамутин, 24а

АЖ 409

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 4

ТОМ XXXII

1979

СОДЕРЖАНИЕ

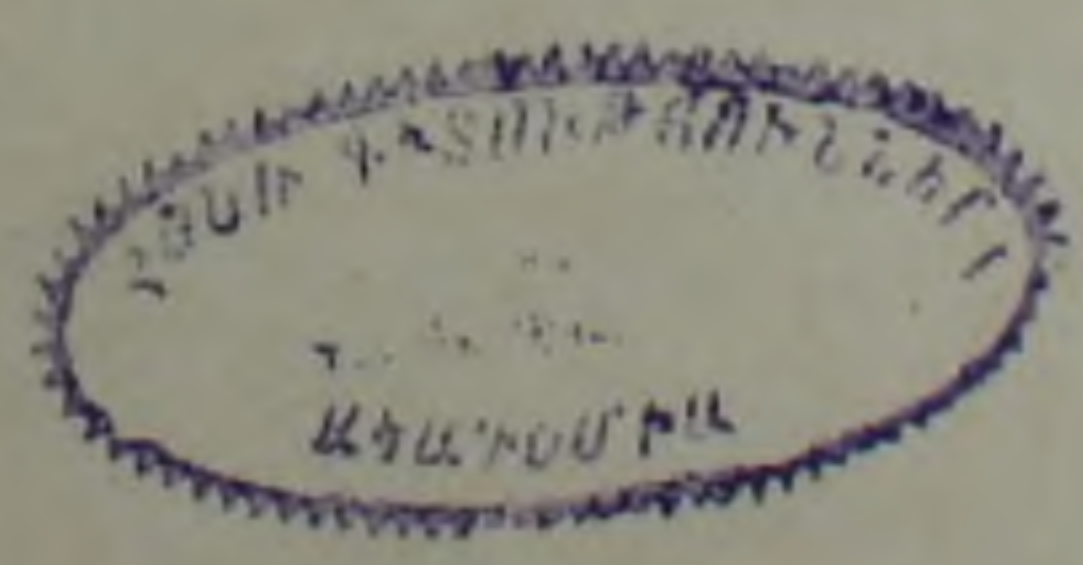
А. Т. Асланян, А. В. Арутюнян. Исследование упругих свойств, плотности и сжимаемости серпентинитов Армении при высоких давлениях	3
Е. Д. Сулиди-Кондратьев, В. В. Козлов. Основные черты тектоники и металлогении Гибралтаро-Оманского офиолитового пояса	5
М. А. Сатян. О соотношении осадочных и вулканогенных пород в разрезе офиолитовой ассоциации (на примере Передней Азии и прилегающих районов Средиземноморья)	25
С. Б. Абовян. Положение офиолитовых поясов Малого Кавказа в общей структуре Тавро-Кавказской геосинклинали	40
Л. С. Меликян. Офиолиты юго-восточной части Севанского хребта: структура, условия становления	53
Г. А. Казарян. К вопросу становления Севанского офиолитового пояса	62
А. С. Аванесян. Особенности тектоники Севанского хребта и роль гипербазитов в ее формировании	71
Г. А. Саркисян. Типы медной минерализации Севанской офиолитовой зоны	78
А. Г. Бабаджанян, С. М. Оганесян. Строение верхней части земной коры по профилю сс. Кабахду-Джанахмед по гравиметрическим данным	88

Краткие сообщения

А. В. Арутюнян. Результаты экспериментальных исследований плотности и сжимаемости горных пород основного состава офиолитовых поясов Армении	96
---	----

Юбилейные даты

Григорий Оганесович Пиджян	102
--------------------------------------	-----



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

№ 4

հատոր XXXII

1979

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Վ. Հաբուրյունյան. Հայաստանի սերպենտինիտների առաձգական հատկությունների, խտության և սեղմելիության ուսումնասիրությունը	3
Ե. Դ. Սուրբի-Կոնյուստև, Վ. Վ. Կոզլով. Զիբրալտար-Չմանի օֆիոլիտային զոտու տեկտոնիկայի և մետաղածնության հիմնական գծերը	15
Մ. Հ. Սարյան. Օֆիոլիտային ասոցիացիայի կտրվածքում նստվածքային և հրաբխածին ապարների հարաբերակցության մասին (Առաջավոր Ասիայի և նրան հարող Միջերկրածովային շրջանների օրինակի հիման վրա)	25
Ս. Բ. Աբովյան. Փոքր Կովկասի օֆիոլիտային զոտիների դիրքը Տավրո-Կովկասյան գետ-սինկլինալի ընդհանուր կառուցվածքում	40
Լ. Ս. Մելիքյան. Սևանի լեռնաշղթայի հարավ-արևելյան մասի օֆիոլիտները՝ կառուցվածքը, առաջացման պայմանները	53
Հ. Ա. Ղազարյան. Սևանի օֆիոլիտային զոտու ձևավորման հարցի շուրջը	62
Ա. Ս. Ավանեսյան. Սևանի լեռնաշղթայի տեկտոնիկայի առանձնահատկությունները և հիպերբազիտների դերը նրա ձևավորման մեջ	71
Հ. Հ. Սարգսյան. Սևանի օֆիոլիտային զոտու պղնձային միներալացման տիպերը	78
Հ. Գ. Բարսեղյան, Լ. Ս. Հովհաննիսյան. Կարախու-Ջանախմեդ պրոֆիլով երկրակեղևի գերին մասի կառուցվածքը գրավիմեորական տվյալներով	88

Համառոտ հաղորդումներ

Ա. Վ. Հաբուրյունյան. Հայաստանի օֆիոլիտային զոտիների հիմնային կազմի ապարների խտության և սեղմելիության փորձարարական ուսումնասիրությունների արդյունքները	95
Հորեյանական տարեթվեր՝ Իրիգոր Հովհաննեսի փիլյան	102

УДК 550.3.525.2

А. Т. АСЛАНЯН, А. В. АРУТЮНЯН

ИССЛЕДОВАНИЕ УПРУГИХ СВОЙСТВ, ПЛОТНОСТИ И СЖИМАЕМОСТИ СЕРПЕНТИНИТОВ АРМЕНИИ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ

Исследование упругих свойств и плотности серпентинитов при высоких давлениях имеет важное значение в связи с решением проблемы серпентинизации ультрамафитов. Результаты исследований упругих свойств серпентинитов офиолитовых поясов Армении частично были опубликованы ранее [1].

Для серпентинитов верхнемеловых офиолитовых поясов Армении при атмосферных условиях характерны большие вариации плотности ($2,24—3,02 \text{ г/см}^3$) и пористости ($1,03—11,5\%$). Скорость продольных волн v_p при нормальных условиях колеблется в пределах $3,54—7,18 \text{ км/сек}$, а поперечных волн (v_s) — $1,46—4,02 \text{ км/сек}$. Коэффициент Пуассона в основном заключен в пределы $0,27—0,32$, а для некоторых образцов серпентинитов достигает $0,35—0,4$.

Характер связи между плотностью и скоростями упругих волн для серпентинитов показан на рис. 1. Как видно из рисунка, с возрастанием плотности увеличиваются скорости упругих v_p и v_s волн, причем коэффициент корреляции равняется $0,61$. Характер связи между скоростью и пористостью для этих пород показан на рис. 2. Следует отметить, что имеется общая тенденция к уменьшению скорости продольных волн с увеличением пористости.

Для испытаний в области высоких давлений из вышеуказанных образцов серпентинитов были выбраны наиболее представительные. Результаты исследований продольных волн при давлениях до 20 кб для серпентинитов хризотил-антигоритового состава приведены на рис. 3. По скоростям продольных волн серпентиниты дифференцируются на три группы.

На рис. 3 представлены кривые зависимости скоростей продольных волн от давления для образцов серпентинитов первой группы, состоящих из антигорита и до $30—35\%$ хризотила. Эти образцы характеризуются наиболее высокими скоростями. Содержание рудных минералов (магнетит) в них варьирует в пределах $3—8\%$, причем в целом для всех групп серпентинитов процентное содержание рудных минералов примерно одинаковое. Для преобладающего большинства образцов кривые имеют плавный характер. Для некоторых образцов серпентинитов, как и для ультраосновных пород [2] в начальной области давления, харак-

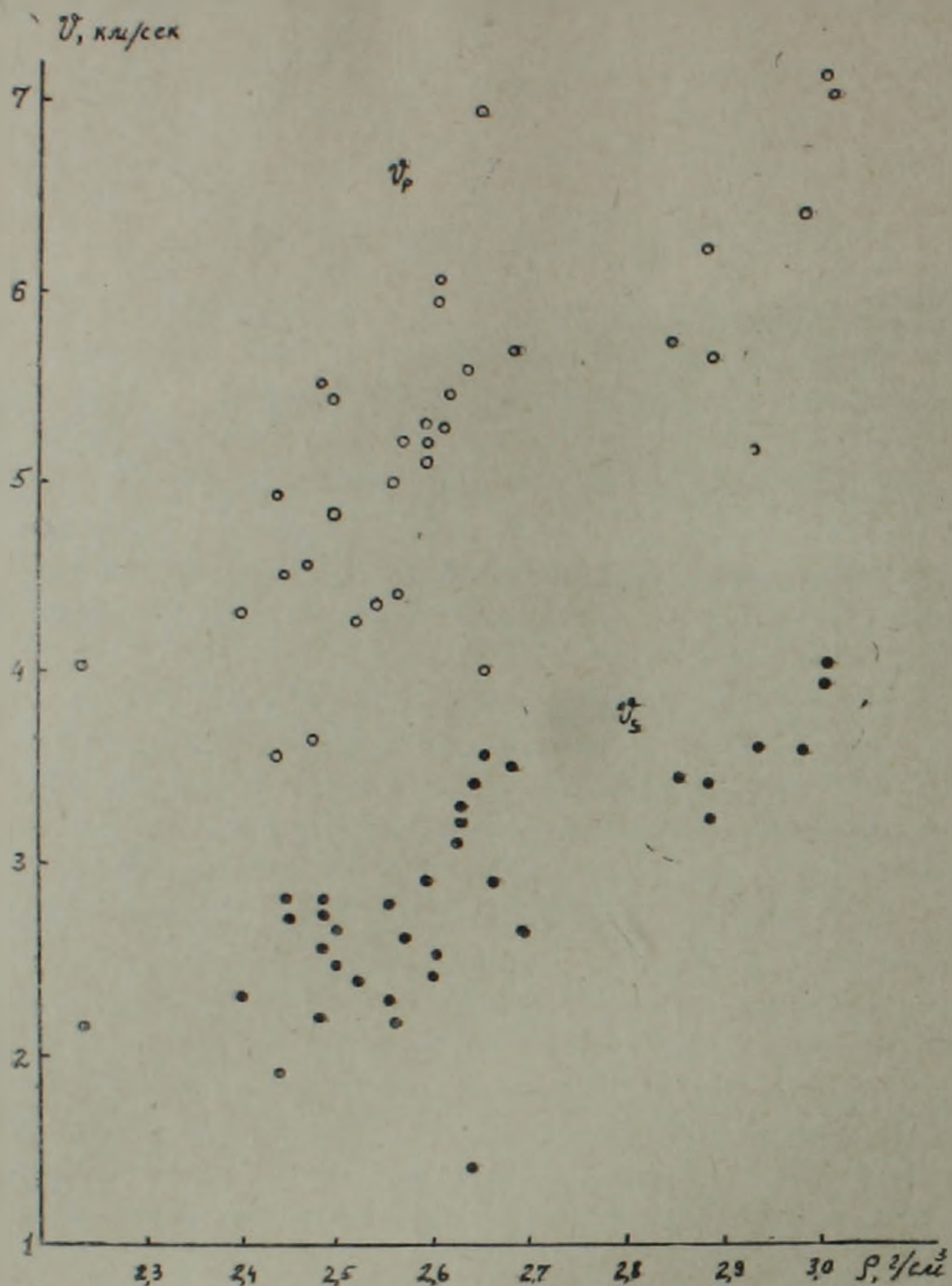


Рис. 1. Зависимость между плотностью и скоростями упругих волн при атмосферном давлении для серпентинитов.

терна волнистость кривых. Наклон кривых $v_p = \bar{v}(\rho)$ для первой группы меняется относительно мало. В среднем прирост скорости с давлением $\Delta v / \Delta \rho = 25 \text{ м/сек.кб.}$ Наиболее высокими скоростями в этой группе обладают образцы 1365—серпентинит антигоритовый и 1033—серпентинит апоперидотитовый, в которых скорость v_p волн при давлениях 10 кб варьирует в пределах 7,6—7,7 км/сек.

Вторую группу пород представляют серпентиниты (рис. 4) с содержанием хризотила 50—55%, антигорита и рудного минерала (1—6%). Они характеризуются более низкими значениями скоростей продольных волн, и кривые $v_p = \bar{v}(\rho)$ группируются почти в таком же интервале давлений, что и кривые первой группы. Прирост скорости с увеличением давления выше, чем для первой группы пород, и составляет 32—36 м/сек.кб.

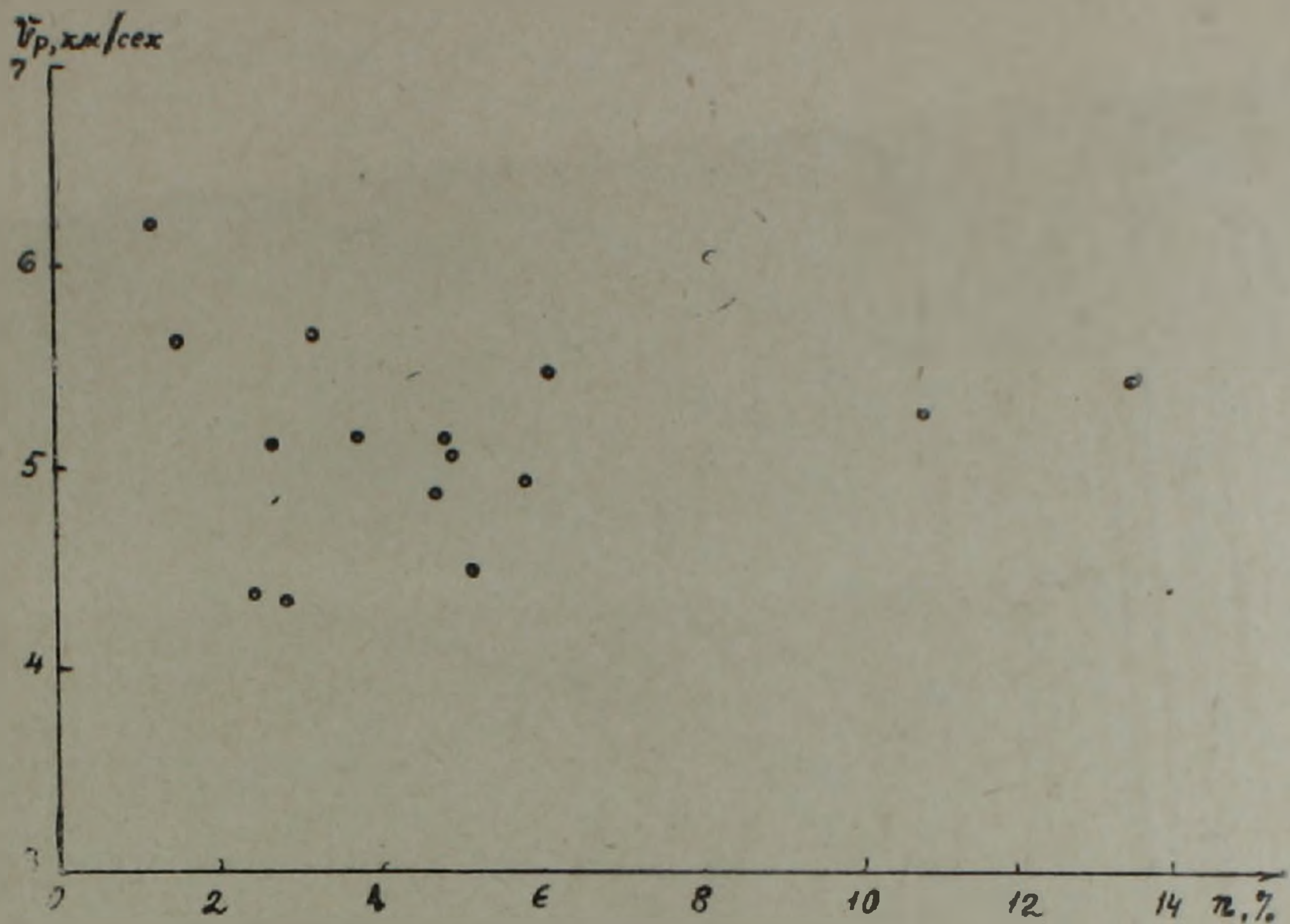


Рис. 2. Зависимость между скоростью продольных волн и пористостью при атмосферном давлении для серпентинитов.

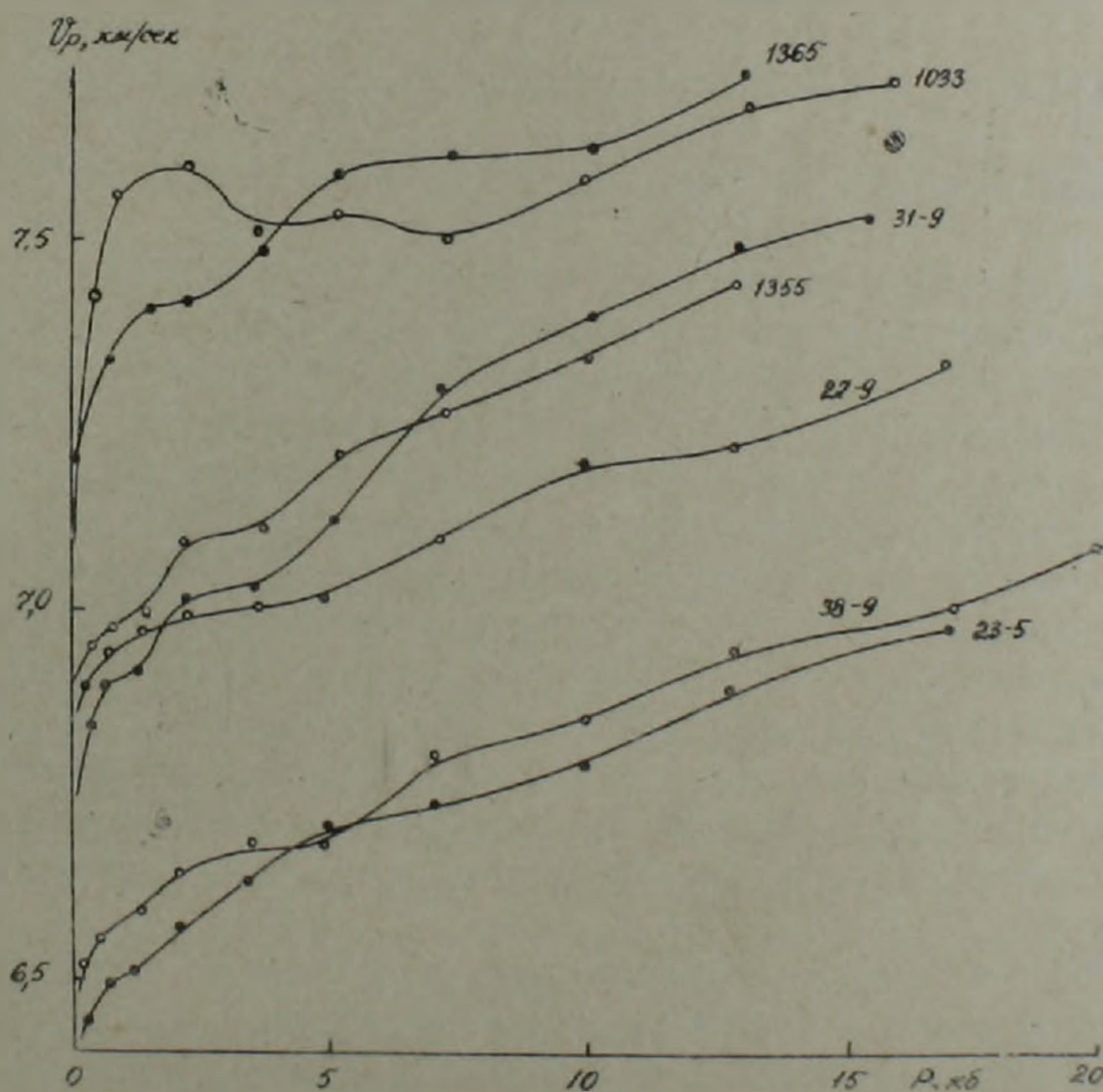


Рис. 3. Изменение скорости продольных волн в зависимости от давления для серпентинитов I группы.

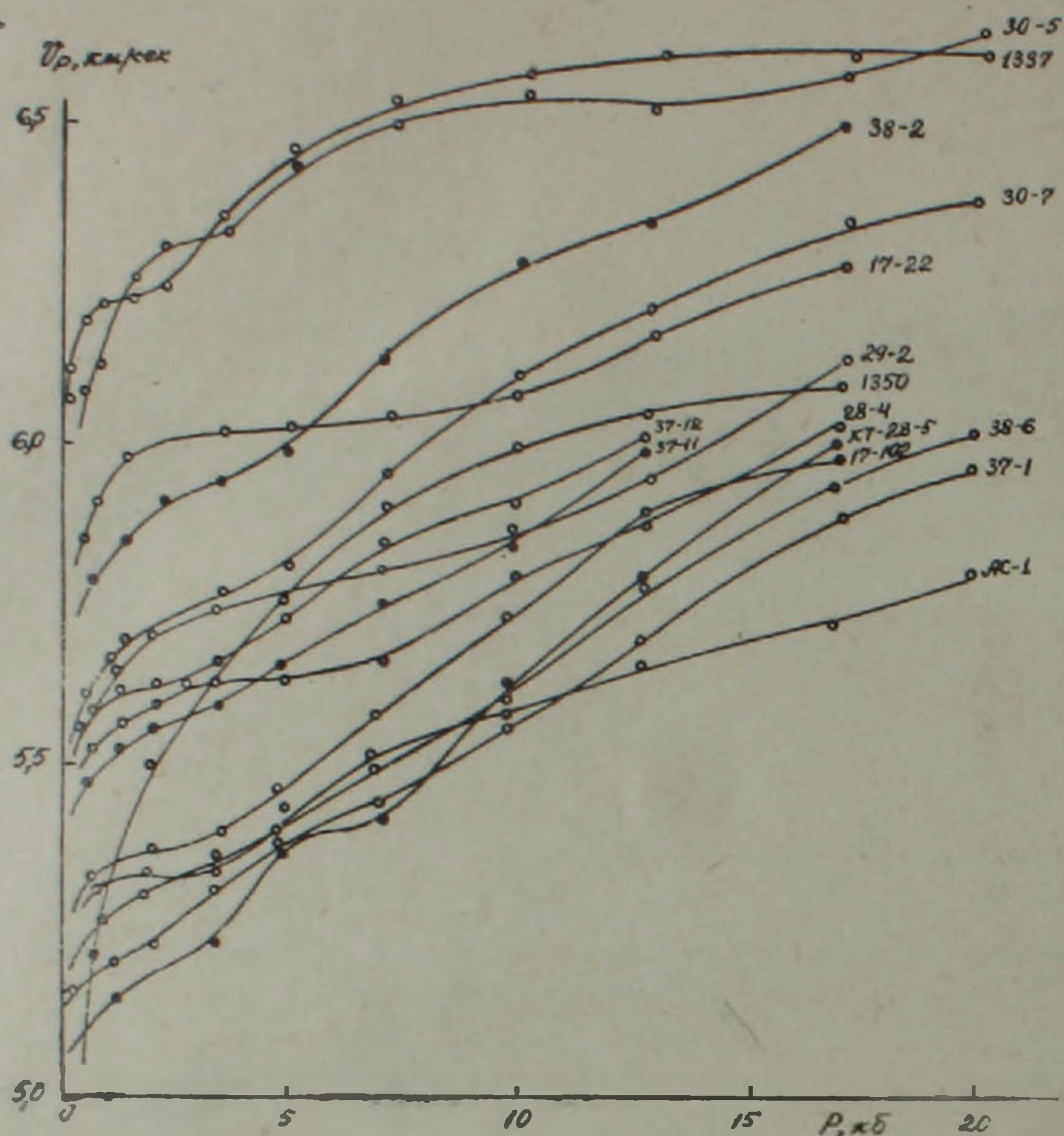


Рис. 4. Зависимость скорости продольных волн от давления для серпентинитов II группы.

Третья группа серпентинитов по составу отличается от второй группы большим содержанием хризотила и меньшим содержанием рудного минерала. Скорости упругих волн в этой группе наименьшие. Кривые зависимости $v_p = f(p)$ для этой группы серпентинитов (рис. 5) характеризуются наибольшим наклоном к оси давления. Средний прирост скорости для пород этой группы $\Delta v / \Delta p$ составляет 48—52 м/сек.кб.

Литературных данных по скоростям поперечных волн для серпентинитов немного. Результаты, полученные нами для скоростей поперечных волн, показаны на рис. 6. Обращает внимание то обстоятельство, что группировка на графике кривых $v_s = f(p)$ проявляется не так четко, как для продольных волн, особенно по второй и третьей группам. Сопоставляя полученные данные по продольным и поперечным волнам, легко убедиться, что высоким значениям v_p соответствуют высокие значения v_s .

Влияние пористости и сжимаемости минералов на интенсивность изменения декремента объема под влиянием давления образцов серпентинитов показано на рис. 7. В большинстве случаев с увеличением начальной пористости возрастает величина декремента объема (29—5,38—

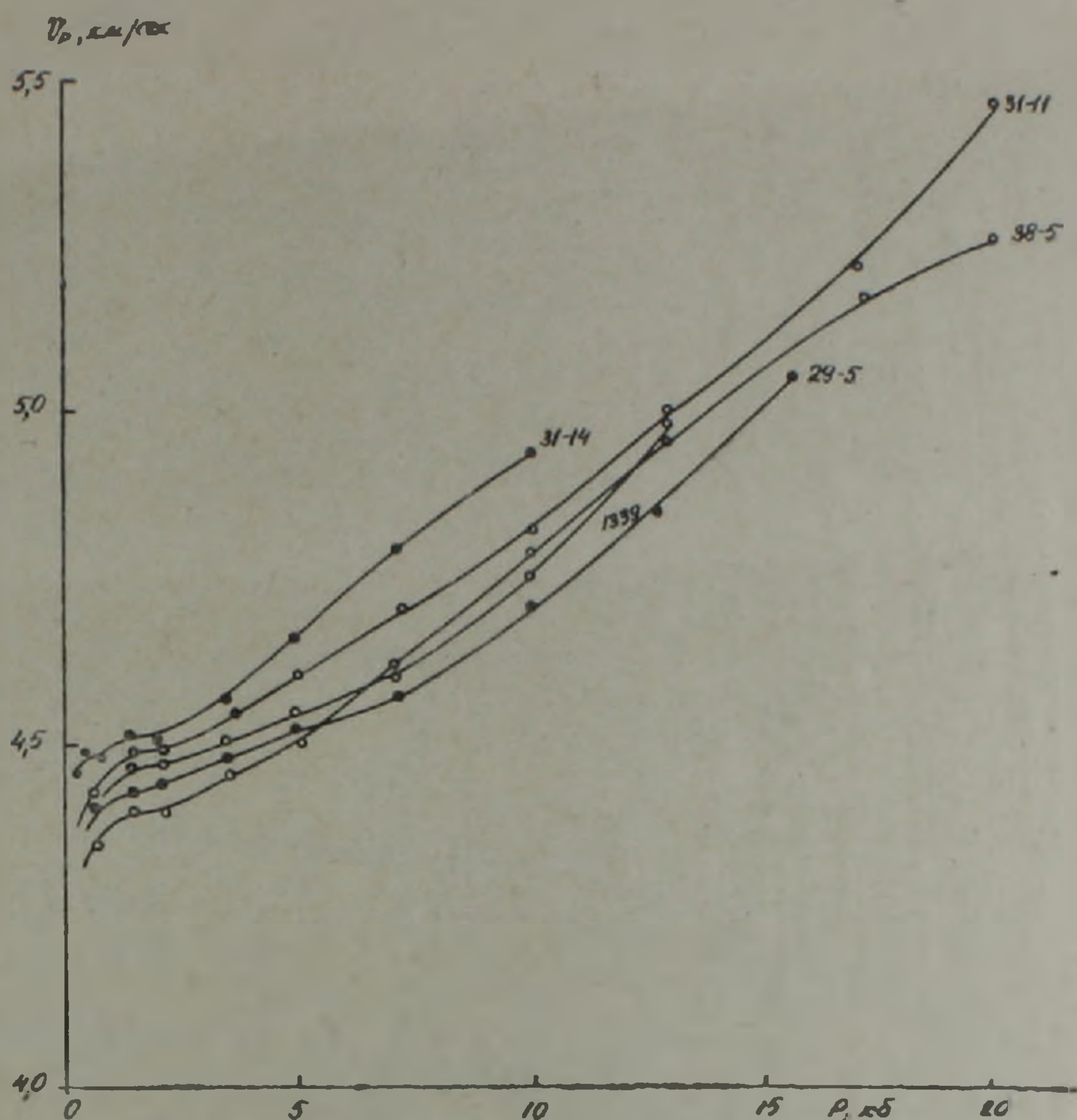


Рис. 5. Изменение скорости продольных волн от давления для хризотиловых серпентинитов III группы.

5 и др.). Этим объясняется тот факт, что у наиболее плотных серпентинитов декремент объема возрастает с давлением сравнительно слабее (31—9,27—9 и др.). Образцы хризотилового состава имеют большую величину декремента объема, чем образцы антигоритового состава.

Плотность является одной из важных физических характеристик горных пород. Литературных данных об изменении плотности с давлением для серпентинитов тоже немного. Там же было изучено влияние давления на плотность и, как уже отмечалось, на декремент объема. Данные по плотности в функции от давления для первой группы образцов серпентинитов представлены на рис. 8. Для всех изученных образцов с повышением давления плотность значительно возрастает. Сопоставляя данные по скорости упругих волн и плотности в функции давления, можно сказать, что, как и для других пород, между кривыми наблюдается хорошее согласие: породам с наибольшей плотностью соответствуют наивысшие скорости упругих волн.

Данные по плотности для большинства образцов второй и третьей групп представлены на рис. 9. По значениям плотности так же, как и по скоростям поперечных волн, вторая и третья группы разграничиваются не так четко.

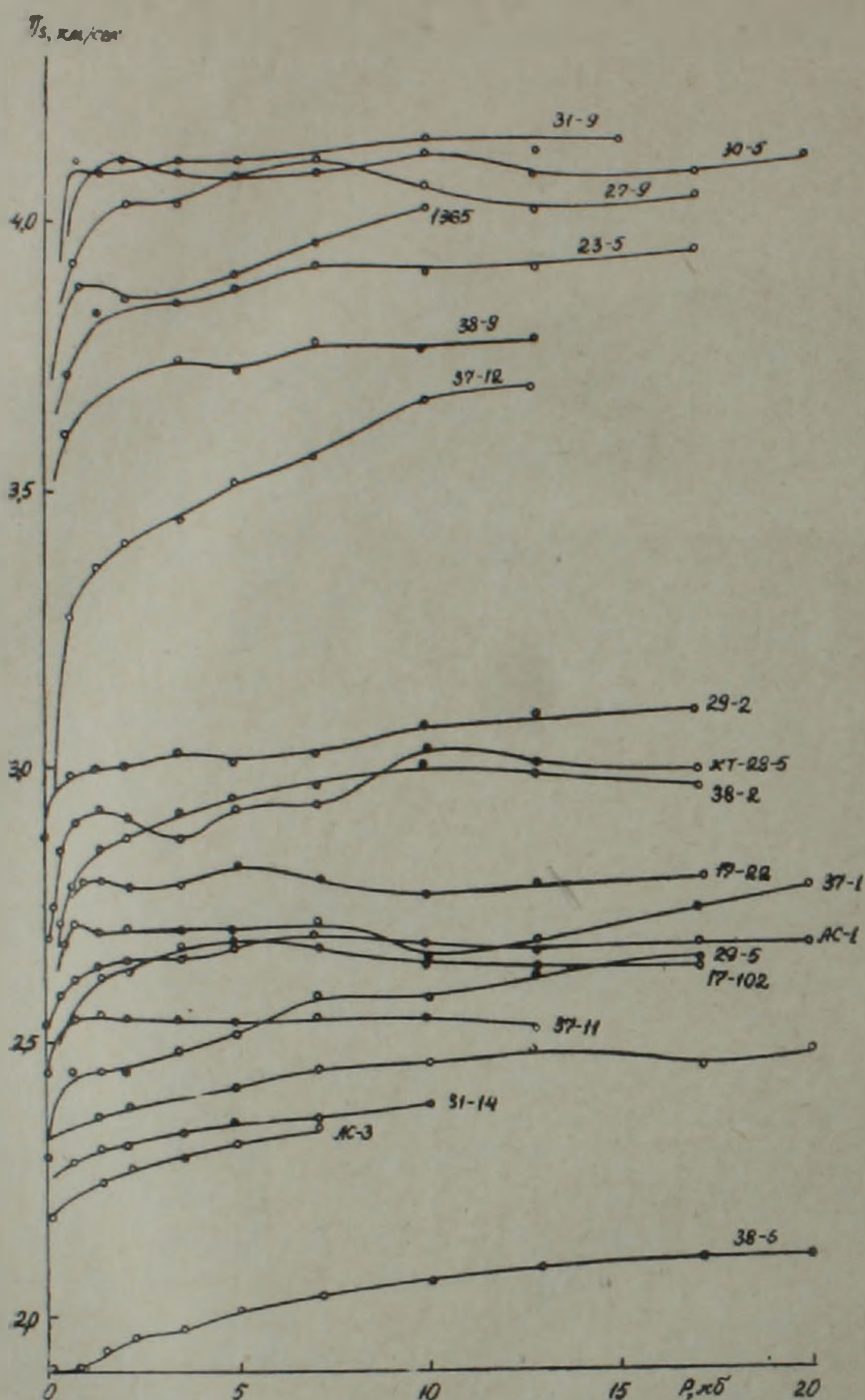


Рис. 6. Зависимость скорости поперечных волн от давления для серпентинитов.

Обсуждая полученные опытные данные по скоростям и плотности серпентинитов различного состава, можно отметить, что присутствие серпентина (минерала) в разных породах существенно снижает как скорость упругих волн, так и плотность, а также повышает пластичность пород. Величина скорости упругих волн и характер изменения ее с давлением в серпентинитах различаются для хризотилловых и антигоритовых минеральных разновидностей.

Для антигоритовых серпентинитов наблюдались аномально высокие скорости [5], почти равные по величине скоростям в перидотитах. В этих

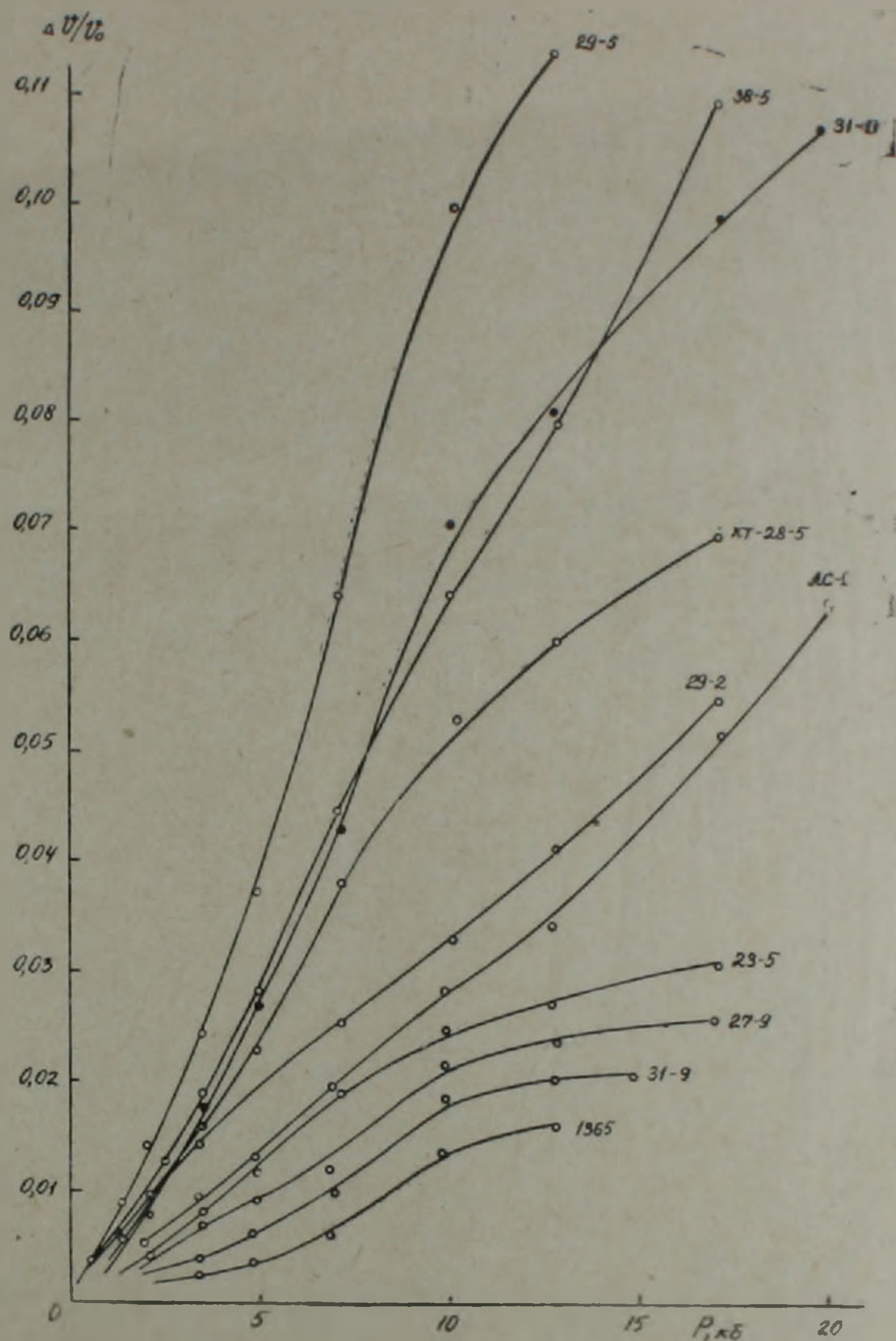


Рис. 7. Зависимость декремента объема при повышении давления в серпентинитах.

серпентинитах, как отмечают авторы, увеличение скорости под давлением составляет 7—12%, а в лизардитовых достигает 20—30%. Характерным для пластически деформированных антигоритовых серпентинитов является волнистость кривых. Это явление, как уже отмечалось [5], объясняется специфической реакцией пластически деформированной породы на вторичное погружение, в результате чего в образце происходит перераспределение напряжений в соответствии с направлением пластического течения. Указанное явление может также связываться со специфическими особенностями структуры образцов, а в некоторых случаях с наличием карбоната в серпентинитах, который при давлениях 2-4 кб претерпевает полиморфный переход.

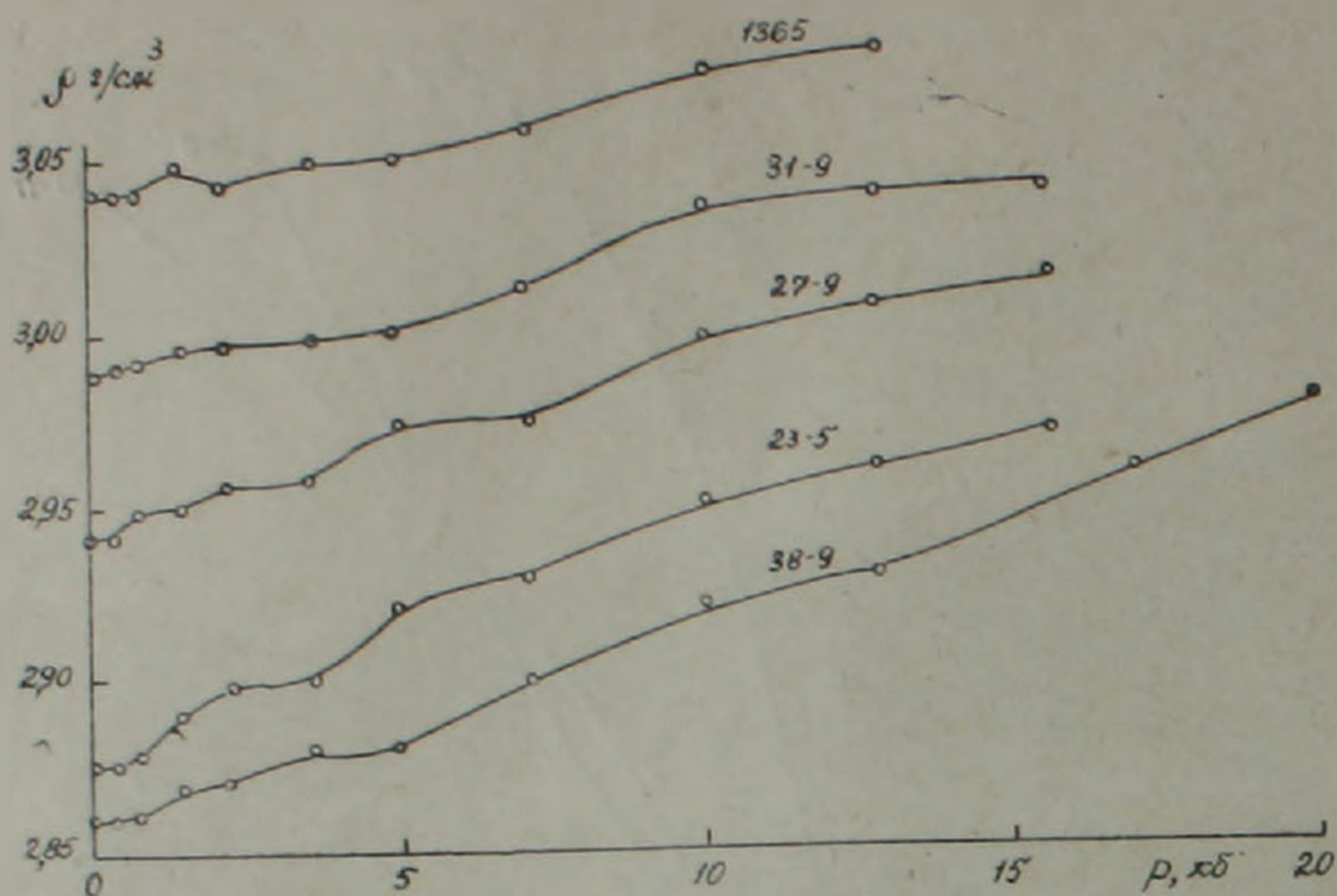


Рис. 8. Зависимость плотности от давления для образцов антигоровых серпентинитов I группы.

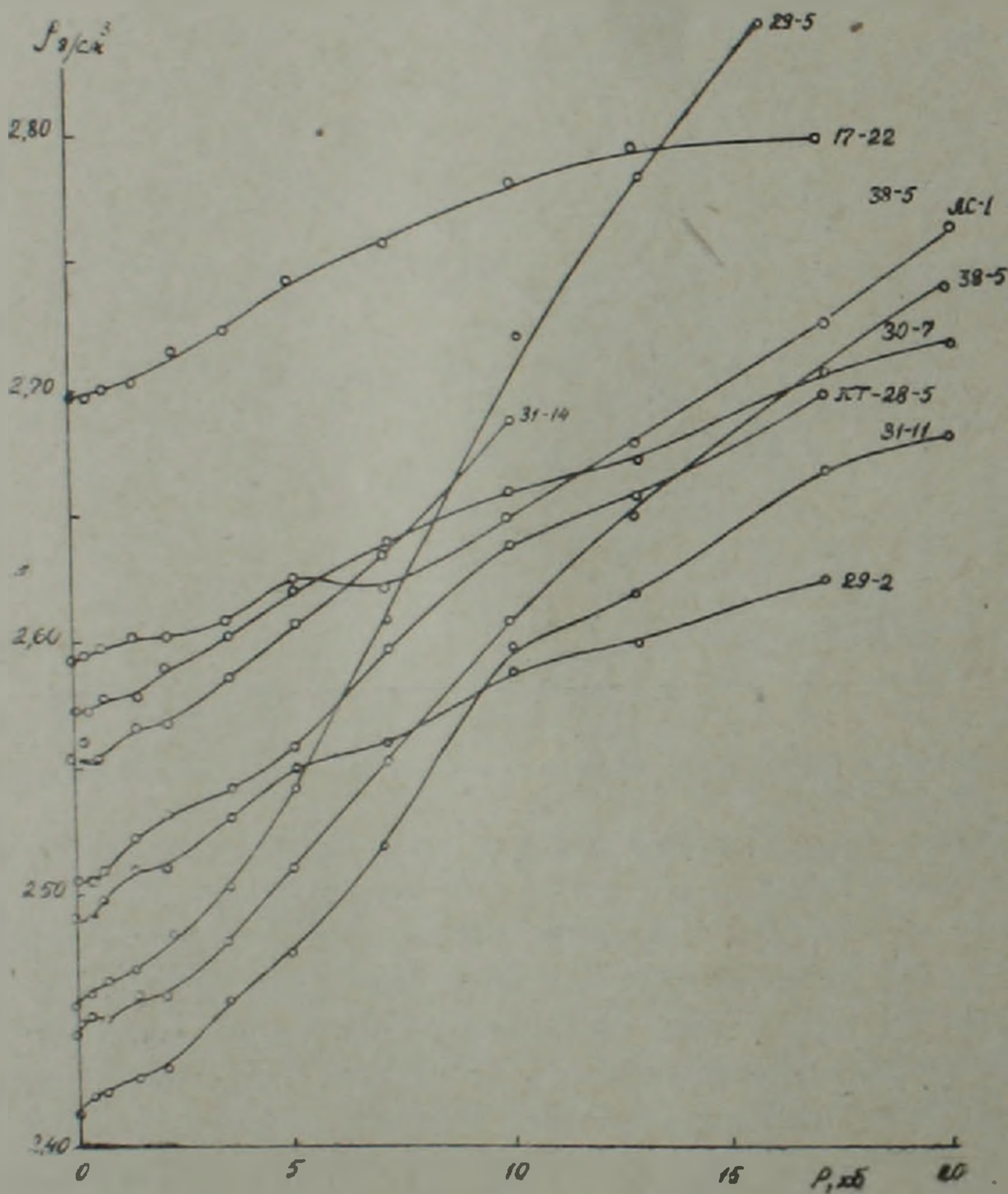


Рис. 9. Зависимость плотности от давления для хризотил-антигоровых серпентинитов II и III групп.

Первая группа пород, в которую входят серпентиниты антигоритового состава, характеризуется при нормальных условиях скоростями продольных волн 6,4—7,5 км/сек (15%), при 5 кб—6,64—7,65 км/сек (13%) и при 20 кб—6,99—7,78 км/сек (10%). Среднее значение повышения скорости в этой группе в интервале 0—20 кб составляет 6—7%. Во вторую область сведены данные для образцов с содержанием серпентина-хризотила до 50—55%. При нормальных условиях для этой группы пород v_p колеблется в пределах 5,0—6,1 км/сек (18%), при 5 кб—от 5,31 до 6,45 км/сек (17%) и при 20 кб—от 5,8 до 6,65 км/сек (12%). Среднее значение повышения скорости в этой группе в интервале 0—20 кб составляет 11—12%. Третья область ограничивает кривые скоростей продольных волн, полученные для образцов серпентинитов с содержанием хризотила 70% и более. Значения скоростей при различных давлениях для этой группы пород находятся в следующих интервалах: при нормальных условиях 3,8—4,47 км/сек (15%), при 5 кб—4,28—4,72 (13%) и при 20 кб—5,03—5,50 км/сек (9%). Среднее изменение повышения скорости в интервале 0—20 кб составляет 18—19%.

Данные по скоростям поперечных волн показывают, что вторая и третья группы образцов пород разделяются не так четко. Это, по-видимому, объясняется тем, что поперечные волны относительно мало чувствительны к вариациям минерального состава и структуры образцов пород; значения скоростей поперечных волн для второй и третьей групп при нормальных условиях находятся в интервале 2,1—2,8 км/сек (25%), при 5 кб—2,3—3,0 км/сек (23%), при 20 кб—2,39—3,18 км/сек (24%). Первая группа расположена при нормальных условиях в интервале 3,2—4,02 км/сек (20%), при 5 кб—3,61—4,2 км/сек (14%), при 20 кб—3,72—4,2 км/сек (11%).

Серпентиниты по значениям плотности также разбиваются на две области. Величины ρ при нормальных условиях расположены в пределах 2,81—3,04 г/см³ (7,5%), при 5 кб—2,86—3,06 (6,5%), при 20 кб—2,97—3,1 г/см³ (4,2%). Средний прирост плотности в диапазоне давлений 0—20 кб в этой группе составляет 3—4%.

Плотность при нормальных условиях второй группы серпентинитов варьирует от 2,41 до 2,69 г/см³, что соответствует 10%, а при 15 кб этот интервал сужается до 7,7% (от 2,61 до 2,83 г/см³).

Средний прирост плотности в интервале давлений 0—20 кб для второй группы образцов составляет 8—9%. Можно отметить, что с повышением давления уменьшается интервал вариации плотности.

Сопоставление приведенных выше результатов для серпентинитов, представленных из офиолитовых поясов Армении, с имеющимися в литературе данными для аналогичных пород, показало следующее.

В первую группу входят в основном антигоритовые серпентиниты, которые характеризуются высокими скоростями упругих волн (при 15 кб $v_p = 7,0—7,7$ км/сек). Такими высокими скоростями характеризуются, например, антигоритовые серпентиниты Воронежского кристаллического массива [5] (при 15 кб $v_p = 7,0—7,1$ км/сек), а также антигоритовые серпентиниты, исследованные авторами [6].

Серпентиниты второй группы, которые представлены хризотил-антигоритовыми разностями, характеризуются более низкими скоростями, чем антигоритовые (при 15 кб $v_p = 5,7—6,6$ км/сек). Область вариации этой группы хорошо согласуется с областями, полученными для лизардит-антигоритовых серпентинитов Воронежского кристаллического массива [3], а также для серпентинитов того же состава со дна Индийского океана [4] и из скважины, пробуренной на острове Пуэрто-Рико [7]. Низкие скорости получены в хризотиловых серпентинитах (при 2 кб $v_p = 4,1—4,5$ км/сек). Подобными скоростями характеризуются серпентиниты того же состава Воронежского кристаллического массива, Индийского океана и острова Пуэрто-Рико [3, 4, 7].

Необходимо отметить, что для большинства образцов пород, приведенных в вышеуказанных работах, отсутствует петрографическое описание, вследствие чего не представлялось возможным провести более глубокий анализ.

Для выяснения влияния минералогического состава, трещиноватости и структуры на скорости упругих волн у серпентинитов, можно сопоставить образцы разных групп. Образцы первой группы в основном состоят из антигорита; они имеют сложную петельчатую и решетчатую структуру (рис. 3) и обладают малой пористостью. В отличие от первой группы пород образцы второй группы вместе с антигоритом содержат серпентин, представленный хризотилом, и имеют неясную решетчатую, местами параллельно-волокнистую структуру (рис. 4). Они обладают более высокой пористостью, чем образцы первой группы. Образцы третьей группы, состоящие в основном из серпентина-хризотила, имеют параллельно-волокнистую или поперечно-волокнистую, а иногда мелкопетельчатую структуру (рис. 5) и обладают большей пористостью, чем образцы первой и второй групп.

Таким образом, выясняется, что высокие скорости образцов первой группы обусловлены присутствием минерала антигорита, который обладает более высокими упругими свойствами, сложной петельчатой и решетчатой структурой, а также малой пористостью. В то же время низкие скорости третьей группы серпентинитов обусловлены, очевидно, присутствием большого количества серпентина-хризотила с параллельно-волокнистой структурой, а также высокой пористостью породы. Образцы второй группы занимают промежуточное положение. Прирост скорости с давлением при переходе от хризотиловых серпентинитов к антигоритовым уменьшается.

Как уже отмечалось, имеется хорошая корреляция между скоростями продольных и поперечных волн и плотностью горных пород. Так, например, образцы 1365, 31-9 и др. (см. рис. 8) из первой группы обладают высокими скоростями и соответственно высокой плотностью. Подобный пример можно привести также для пород второй группы.

Влияние пористости на сжимаемость горных пород можно рассмотреть на примере образцов 31-11 ($n=5,86\%$) и АС-1 ($n=2,63\%$). Из рис. 7 видно, что декремент объема сильно колеблется, причем наиболь-

шие изменения при повышении давления претерпевают наиболее пористые образцы. Данные по приросту скоростей и плотности показывают, что серпентиниты хризотилового состава являются одними из наиболее сильно сжимаемых горных пород. Значительные изменения плотности с давлением обусловлены особой волокнистой структурой минерала хризотила. Сжимаемость серпентинитов уменьшается с увеличением количества серпентина-хризотила.

Широкий диапазон значений скоростей в серпентинитах как в наших исследованиях, так и в вышеуказанных работах объясняется различными соотношениями разновидностей серпентина в породах. Однако само это соотношение обусловлено более общими причинами, заключающимися в различии термодинамических условий образования серпентинитовых минералов.

Связь антигоритизации с динамометаморфизмом подчеркивалась в ряде работ [5, 8 и др.], однако во многих описанных случаях фиксировалось ориентированное давление (стресс) с проявлением многочисленных зон брекчирования, расслаивания. Исследованные нами серпентиниты обладают местами отчетливым сланцеватым строением, приуроченным к тектонически нарушенным участкам ультрамафитовых пород, а также петельчатой и сложно-петельчатой микроструктурой, которая является результатом многостадийности процесса серпентинизации. Каждая фаза серпентинизации влияла на структуру и минеральный состав определенным образом. Аналогично высокие скорости наблюдались в антигоритовых серпентинитах. Равные по величине скорости в некоторых перидотитах объясняются влиянием давления в процессе антигоритизации.

Исходя из вышеуказанных результатов, полученных для метаморфизованных ультрамафитов, можно предполагать, что интенсивность серпентинизации (как это указывалось и в работах других авторов) зависит от интенсивности термодинамических параметров. По-разному серпентинизированные массивы горных пород в земной коре, как это отмечалось для ультрамафитовых пород, могут вызывать скачкообразное изменение скоростей упругих волн, а границы по-разному серпентинизированных массивов могут являться сейсмическими границами, а в некоторых случаях границы наиболее серпентинизированных пород могут образовывать зоны пониженных скоростей на различных глубинах земной коры.

Результаты вышеуказанных исследований могут быть использованы для интерпретации полевых геофизических данных с целью уточнения структуры и вещественного состава глубинных слоев земной коры и верхней мантии, а также познания процессов, протекающих в них.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР
Ереванский политехнический
институт им. К. Маркса

Поступила 12 VI 1979.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՍԵՐՊԵՆՏԻՆԻՏՆԵՐԻ ԱՌԱՋԳԱԿԱՆ ՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ,
ԽՏՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ՍԵՂՄԵԼԻՈՒԹՅԱՆ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա մ փ ո փ ո Վ մ

Սերպենտինիտների ֆիզիկա-մեխանիկական հատկությունների ուսումնասիրությունը բարձր ճնշման պայմաններում մեծ հետաքրքրություն է ներկայացնում սերպենտինացման պրոցեսի թերմոդինամիկական պայմանների որոշման համար: Ուսումնասիրությունների արդյունքներից պարզվում է, որ առաջնային ծագում ունեցող խրիզոտիլային տարատեսակը՝ անտիգորիտայինի հետ համեմատած, սժտված է ավելի թույլ ֆիզիկա-մեխանիկական հատկություններով: Միներալոգիական կազմի տեսանկյունով սերպենտինիտային ապարները խմբավորում են ինչպես ըստ առաձգական հատկությունների, այնպես էլ ըստ խտության:

Ստացված արդյունքներից կարելի է եզրակացնել, որ երկրակեղևում որոշ սեյսմիկ հարթություններ կարող են ապարների սերպենտինացման տարբեր աստիճանի արդյունք հանդիսանալ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т., Волярович М. П., Левыкин А. И., Вегуни А. Т., Арутюнян А. В., Скворцова Л. С. Исследование скоростей упругих волн в базитах и ультрабазитах Армении при высоких давлениях. Известия АН СССР, Физика Земли, № 2, 1976.
2. Асланян А. Т., Арутюнян А. В. Исследование упругих свойств, плотности и сжимаемости ультрамафитов офиолитовых поясов Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1979.
3. Баяк Е. И., Волярович М. П., Тархов А. П., Элевич В. Я. Влияние тектонического фактора на петрофизические свойства гипербазитов Воронежского кристаллического массива. Сб. «Тектонофизика и механические свойства горных пород», «Недра», 1971.
4. Баяк Е. И., Волярович М. П., Галдин Н. В. Исследование при высоких давлениях скоростей упругих волн в образцах горных пород рифтовой зоны и островов Индийского океана. Сб. «Исследование по проблеме рифтовых зон мирового океана», М., «Наука», 1972.
5. Волярович М. П., Левыкин А. И., Элевич В. Я. Тектоническая обстановка серпентинизации гипербазитов Воронежского кристаллического массива по данным изучения скоростей упругих волн в образцах пород при давлении до 25 кб. Известия СССР, сер. геол. № 12, 1972.
6. Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kb. Part 1. J. Geophys. Res. 65, № 4, 1960, P. 266, № 7, 1961.
7. Birch F. A study of serpentinite the AMSOC bore hole near Mayagure, Puerto-Rico. Nat. Acad. Sci-Nat. Res. Council Pub., 1158, 1964.
8. Hess H. H., Smith R. J., Dengo G. Antigorit from the vicinity of Caracas, Venezuela, Amer. Mineral., v. 37, № 1—2, 1952.

УДК 552.321.6 : 551.243.6 : 551.462 : 551.35 : 553.062.461.673/676

Е. Д. СУЛИДИ-КОНДРАТЬЕВ, В. В. КОЗЛОВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ГИБРАЛТАРО-ОМАНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ШВА

Вдоль северного ограничения Африканского континента и Аравийского субконтинента прослеживается крупный тектонический шов, который трассируется выходами гипербазитов и других членов офиолитовой ассоциации на протяжении более 7000 км от Гибралтарского пролива до Омана (рис. 1). Эту важную тектоническую линию предлагается называть Гибралтаро-Оманским офиолитовым швом [4]. Предшествующие исследователи выделяли в качестве единой тектонической линии только восточную часть шва в качестве Периаравийской офиолитовой дуги [24] или одного из краевых швов альпид [7].

К югу от Гибралтаро-Оманского шва развиты платформенные области, включающие Сахарскую и Аравийскую плиты с эпиплатформенными орогенными областями Атласа, Киренаики и Леванта, а также миогеосинклинальные области Тель-Атласа и Внешнего Загроса. На протяжении всего доступного для изучения отрезка времени, по крайней мере в рифее и фанерозое, здесь существовала кора континентального типа. К северу от Гибралтаро-Оманского шва располагается субокеанический пояс Тетиса, в пределах которого формировались альпийские эвгеосинклинали и сейчас продолжается развитие впадин с корой субокеанического типа.

По особенностям структуры Гибралтаро-Оманский шов отчетливо разделяется на периафриканскую и периаравийскую части в связи с тем, что на западе развиты только массивы ультрабазитов, а на востоке — офиолитовая ассоциация в полном наборе. Эти различия связываются с разными стадиями развития Альпийско-Гималайского пояса в его отдельных частях. В Средиземноморье, к северу от шва и сейчас происходит преобразование коры с формированием субокеанических впадин. В обрамлении Аравийского субконтинента близкие по характеру тектонические процессы, приведшие к возникновению эвгеосинклиналей с корой океанического типа, были проявлены в раннем мезозое.

В периафриканской части шва массивы гипербазитов располагаются преимущественно среди выступов метаморфического цоколя Магрибской геосинклинальной системы, имеющей докембрийский возраст. Здесь нет точных данных о времени внедрения гипербазитов и о характере их контактов с вмещающими породами. При этом допускается большая древность материала, слагающего эти массивы, в сочетании с

возможностью их более позднего подъема в виде протрузий. Массивы гипербазитов не затронуты тектоническими деформациями в той же степени, что и вмещающие породы. Становление этих массивов связывается с интенсивными тектоническими движениями раннего мезозоя, когда происходило заложение альпийского геосинклинального пояса.

Массивы гипербазитов концентрируются в Эр-Рифе, в районе Орана и Малой Кабилии. В Эр-Рифе [19, 21] выделяется массив Бени-Бушера, сопровождаемый небольшими выходами серпентинитов в районах Рас-Тарф и Сеута. Этот массив сложен преимущественно перидотитами с отдельными линзами пироксенитов, иногда с гранатом. Внешние черты массива образованы серпентинитами, часто сильно брекчированными, близкими по характеру к серпентинитовому меланжу. Возникновение ассоциации перидотит-пироксенит здесь рассматривается как результат плавления вещества верхней мантии с последующей кристаллизационной дифференциацией и подъемом к поверхности вдоль глубинного шва.

Массив обрамлен выходами гнейсов, принадлежащих наиболее древнему комплексу Эр-Рифа—бенибушеридам. Предполагается древний возраст формирования пород массива, так как пересекающие его дайки гранита имеют радиометрический возраст около 440 млн. лет (К/Аг метод). Эти данные совпадают с наличием обломочного материала из ультраосновных пород в палеозойских отложениях по периферии массива.

Восточнее, на островах Хабибас наблюдаются лишь отдельные глыбы серпентинизированных перидотитов среди выходов миоценовых риолитов. Небольшие блоки серпентинитов располагаются на западном окончании Оранского Сахеля, в Джебель-эль-Акаль, среди известняков юры и мела. Серпентиниты здесь сложены преимущественно антигоритом и сопровождаются незначительными проявлениями талька и асбеста.

В Малой Кабилии ультраосновные породы слагают крупный массив в районе мыса Кап-Бугарун, севернее г. Колло. Он имеет полукольцевую форму. Массив располагается среди метаморфических пород, относимых к докембрию. В его составе принимают участие преимущественно перидотиты, обрамленные по периферии серпентинитами. Среди перидотитов выделяются гарцбургиты и лерцолиты.

В периаравийской части шва тела гипербазитов участвуют в сложной структуре, образуя, по мнению большинства исследователей, покровные пластины. Сопутствующие им вулканические и осадочные образования офиолитовой ассоциации имеют раннемезозойский возраст. Формирование чешуйчато-надвиговой структуры с образованием серпентинитового меланжа произошло в позднем меле. Примечательно, что в этой части пояса участки развития гипербазитов совпадают с выходами метаморфических и интрузивных пород предположительно докембрийского возраста.

Периаравийская часть шва включает выходы пород офиолитовой ас-

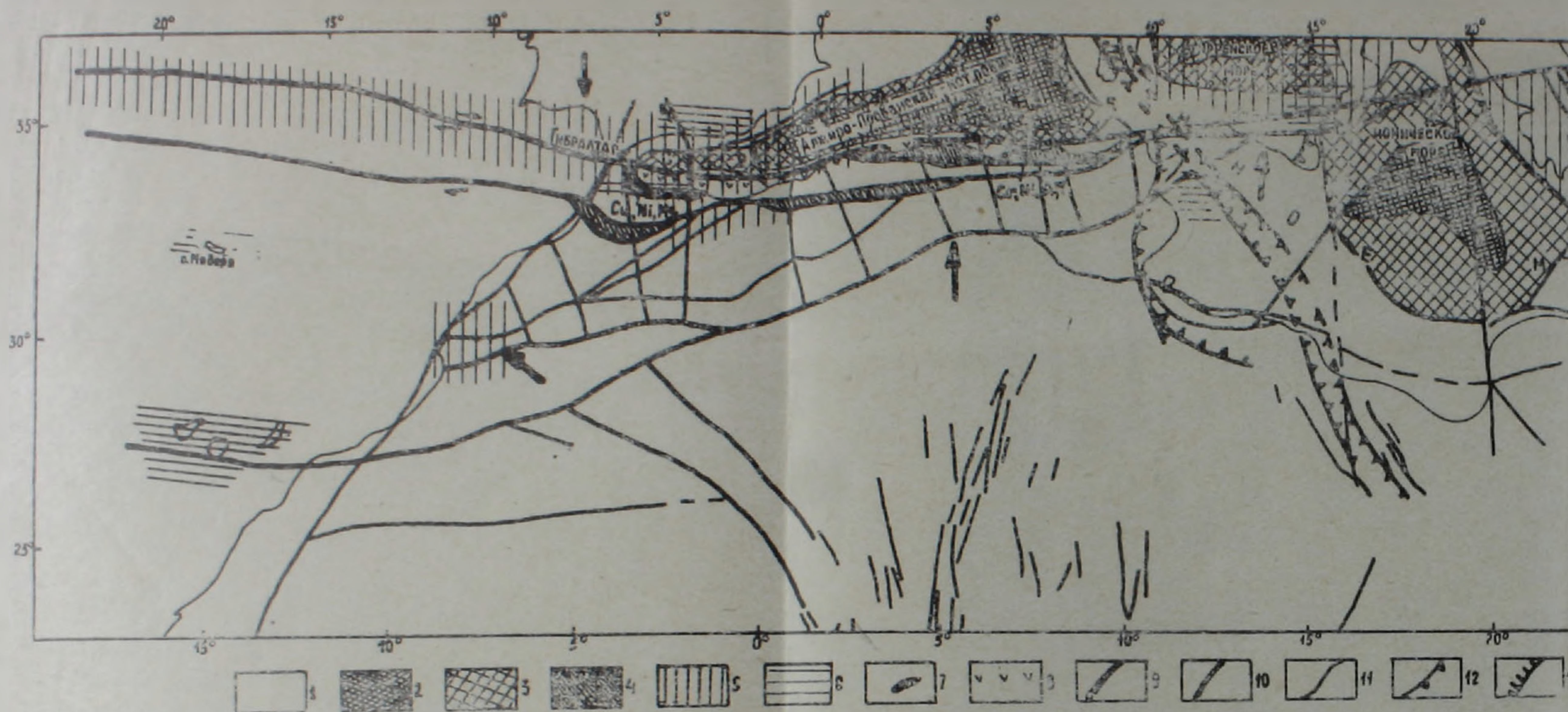
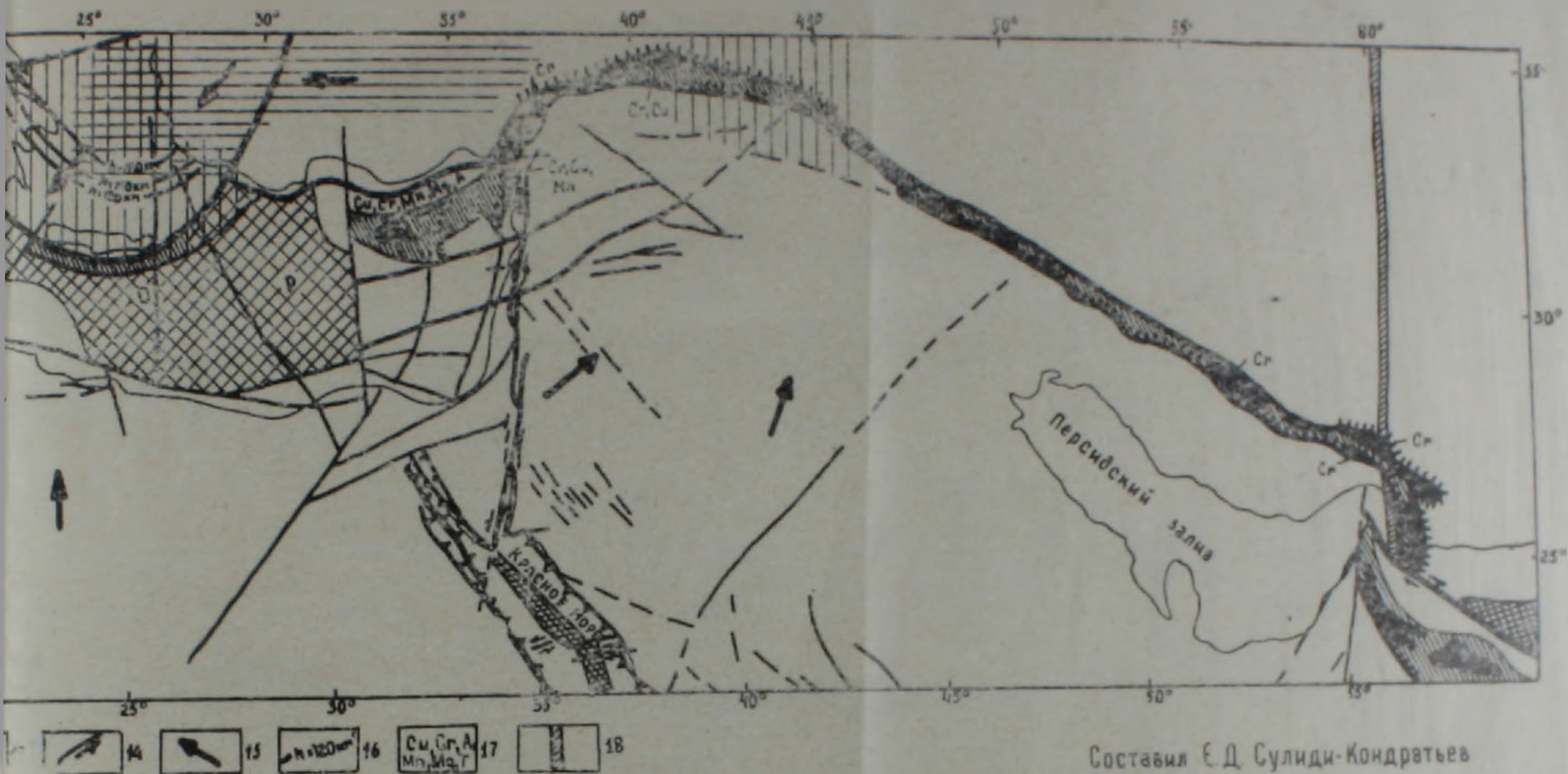


Рис. 1. Карта зоны сочленения Африкано-Аравийского мегакратона со Средиземно-морским складчатым поясом. 1. Континентальный тип коры. 2. Субокеанический тип коры. 3. Субконтинентальный тип коры. 4. Зоны покровов и крупных надвигов, чешуи. 5. Зоны повышенной сейсмичности. 6. Зоны плиоцен-четвертичного базальтового

вулканизма. 7. Раннемезозойские ультраосновные образования. 9. Гибралтаро-Оманский офиолитовый комплекс. 11. Крупные разломы. 12. Рифты. 13. Направление движения по сдвигам. 14. Направление движения по сдвигам. 15. Гипотетическая граница мегакратона.



Составил Е. Д. Сулиди-Кондратьев

породы. 8. Неогеновая андезитовая
шов. 10. Разломы глубокого за-
направление перемещения покровов.
тическое движение континентальных

плит. 16. Изолинии глубин фокальной плоскости в км. 17. Полезные ископаемые, свя-
занные с офиолитами: медь, никель, хромиты, асбест, марганец, магнетит, тальк.
18. Урало-Оманский линеймент.

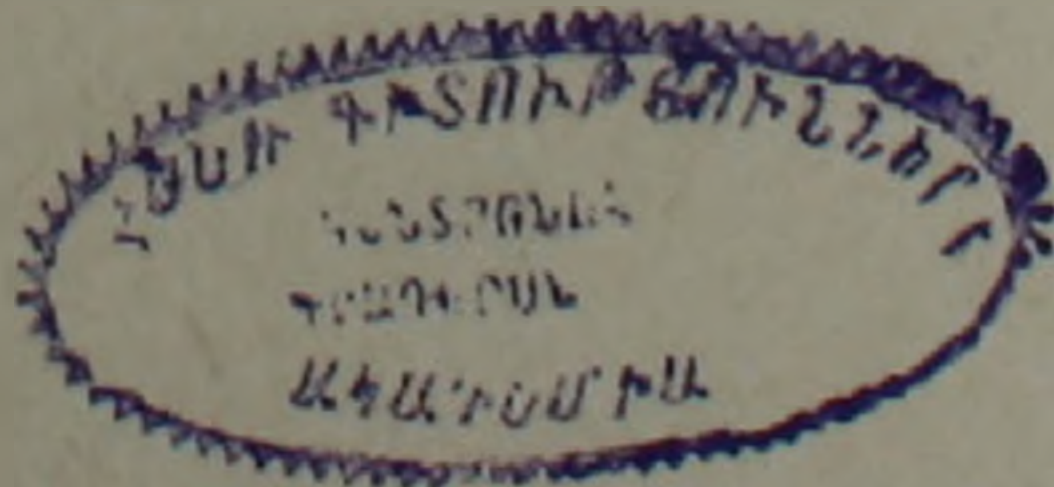
социации в Троодосе, Бассите, Курд-Даге, Тавре, Загросе и Омане. Возможным продолжением этого же шва являются выходы гипербазитов на о-вах Масире и Сокотре в Аравийском море. На Крите выделяется серия останцев тектонических покровов, в составе которых присутствуют серпентиниты, сопровождаемые меланжем, включающим основные эффузивы и глыбы известняков [6]. Далее к востоку офиолиты обнаруживаются в виде олистолитов на о. Карпатос [13].

В зоне Гибралтаро-Оманского шва располагается центральная часть о. Кипр. В последние годы были выполнены обширные работы в связи с тем, что многими исследователями офиолитовый комплекс Кипра рассматривается как модель океанической коры [3, 9, 10]. Здесь развиты крупные массивы ультрабазитов (Троодос и Келлаки). Выше гипербазитов располагаются габбро, содержащие комплекс параллельных даек, представленных преимущественно диабазами. Они перекрыты мощной серией вулканических пород, включающих спилиты, пиллоулавы, пикриты. В юго-западной части Кипра имеются выходы песчаников и известняков с кремнями и красными яшмами. Известняки содержат верхнетриасовую фауну. Взаимоотношения триасовых пород с вулканогенными образованиями Троодоса остаются неясными до конца, хотя не исключается их синхронность. Позднетриасовый возраст офиолитов Троодоса¹ подтвержден определениями радиогического возраста базальтов [К/Аг метод], показавшими 215 ± 10 млн. лет. Выше вулканических пород Троодоса располагаются несогласно залегающие известняки верхнего мела, скорее всего маастрихтского возраста. Тектоническое развитие массива Троодос до второй половины позднего мела было достаточно сложным, о чем свидетельствует образование ряда покровов и тектонических меланжей из осадочных и вулканогенных пород [15, 17].

По мнению некоторых исследователей [9], гипербазиты массива Троодос близки по составу к материалу верхней мантии, внедрившемуся в виде мантийной протрузии. Оказалось также, что отношение изотопов стронция в базальтах Троодоса выше, чем в толеитовых базальтах других океанических районов, что указывает на большую близость к недифференцированной мантии. На основании изучения состава пиллоулав Кипра высказано предположение [22] о развитии образовавшего их вулкана в островной дуге с относительно тонкой корой океанического типа.

Непосредственным продолжением офиолитового комплекса Кипра в северном обрамлении Аравийской плиты являются выходы офиолитовой ассоциации в северо-западной Сирии (Бассита и Курд-Даг), где они детально изучены [2, 20]. Здесь развиты крупные массивы гипер-

¹ Последние исследования показали покровное строение вулканитов и осадочных пород триаса (покров Мамония) и позднемеловой возраст радиоларитов формации Паранеди (Robertson, Hudson In: Spec. Bull. Internat. Assoc. Sediment., 1974, № 7) (ред.)



базитов, в значительной степени серпентинизированных. Выделяются габбро, сопровождаемые дайковой серией, пиллоу-лавы, толща кремнистых аргиллитов, радиоляритов и известняков с фауной верхнего триаса. Эти породы интенсивно дислоцированы с образованием типичного офиолитового меланжа, слагающего серию покровных чешуй. На них трансгрессивно залегают известняки верхней части маастрихта.

Наиболее полно структура офиолитового шва изучена в последние годы в районах Загроса. В виде крупных покровов здесь залегают массивы серпентинитов, сопровождаемые офиолитовым меланжем. Они несогласно перекрыты известняками верхнего сенона. Подробная характеристика этого района приведена в ряде работ [3, 11, 18, 24, 25].

Офиолитовая ассоциация широко распространена также в Омане. [12, 23]. В виде аллохтонных пластин здесь располагаются покровы Семайл и Хавасина. Верхний покров Семайл сложен преимущественно ультраосновными породами и габбро с комплексом параллельных даек. Выше располагаются спилиты. Покров Хавасина сложен пестрой по составу толщей пород, включающей радиоляриты, туфы различного состава, слонстые известняки, базальты, трахиты и риолиты. В виде крупных блоков среди этих пород заключены массивные известняки с фауной различного возраста от перми до мела. Эти породы образуют характерный офиолитовый меланж. Предполагается, что первоначально они залегали выше пород покрова Семайл. Породы офиолитовой ассоциации Омана, так же как и в других участках перинаравийской части шва несогласно перекрыты осадочными породами маастрихта.

В современной структуре Гибралтаро-Оманский шов можно рассматривать как узкую, в первые десятки километров зону чешуйчатонадвигового строения. Эта зона соответствует серии разломов глубокого заложения, разделяющей блоки с корой разного типа в настоящем или в прошлом. Надвиги повсеместно направлены в сторону блоков с корой континентального типа, что можно объяснить явлениями растяжения при сокращении мощности коры (мантийный диапиризм) во время образования новейших субокеанических впадин и альпийских эвгеосинклиналей с корой океанического типа. Такие представления подтверждаются геофизическими данными в периафриканской части шва. Здесь намечается резкая прямолинейная гравитационная ступень, соответствующая Гибралтаро-Сицилийскому разлому. Расчеты показывают, что наклоны кровли мантии в сторону от субокеанической впадины к континенту примерно 12° , что является значительной величиной и должно было способствовать смещению блоков коры в этом же направлении.

Обращает на себя внимание дугообразное строение Гибралтаро-Оманского офиолитового шва, который может быть разделен на целую серию дуг, обращенных выпуклостью в сторону Африкано-Аравийского континента. Намечается аналогия между древними дугами в перинаравийской части шва и молодыми субокеаническими дугами в его западной части, где они связаны, на наш взгляд, с формированием новейших

субокеанических впадин Средиземноморья. Такое сопоставление дает основание предполагать общность механизма их формирования.

Следует подчеркнуть также еще одну важную особенность Гибралтаро-Оманского офиолитового шва, свидетельствующую о его длительном унаследованном развитии. На всем протяжении вдоль шва имеет место отчетливая концентрация крупных новейших разломов. Поэтому шов хорошо выражен в современном рельефе в виде четко проявленной оротектонической линии. Совпадение древнего шва, разграничивающего области с корой разного типа в раннем мезозое, с обусловленной новейшими разломами резкой границей в рельефе, не может быть случайным. Отсюда следует, что более вероятны предположения о наличии вдоль этой границы глобального раздела литосферы. В процессе сложной тектонической эволюции, приводящей к смене условий растяжения и сжатия, что может быть объяснено, например, развитием мантийного диапиризма, вдоль шва возникали тектонические покровы и чешуи, сопровождаемые офиолитовым меланжем, существенно усложнившие и замаскировавшие первичный характер краевого шва.

В пределах Гибралтаро-Оманского офиолитового шва сосредоточено большое число месторождений полезных ископаемых, что позволяет рассматривать его в качестве глобальной рудоконцентрирующей структуры. При этом различные комплексы полезных ископаемых связываются с разными членами офиолитовой ассоциации: а) массивами ультраосновных пород, б) пиллоу-лавами, в) радиоляритами.

Практически во всех массивах ультрабазитов Гибралтаро-Оманского шва имеются рудопроявления хромитов, которые залегают в серпентинизированных гарцбургитах, реже в дунитах, однако основные промышленные месторождения сконцентрированы в немногих районах. Месторождения Тавра в районе Гулеман принадлежат к числу крупнейших в мире хромитосных районов. Здесь выделяются крупные пластовые залежи в перидотитах и секущие рудные тела в антигоритовых серпентинитах. Они приурочены к крупным протрузиям ультрабазитов, которые располагаются в виде пластин среди пород офиолитовой ассоциации и более молодых отложений. В зонах надвигов широко распространен серпентинитовый меланж. Шинаб-Эсфандагский район с целым рядом крупных месторождений располагается в Загросе. Он включает месторождения Абдешт, Амир, Бардж-Бори, Реза, Фариаб, Фейх-Али. Рудные тела залегают здесь в крупных массивах серпентинизированных гарцбургитов и дунитов.

Месторождения и проявления никеля известны в массиве Бани-Бушера, в Троодосе и в районе Минаба. Они представлены как первичными вкрапленными рудами в серпентинитах, так и преимущественно повышенными концентрациями никеля в корах выветривания линейного типа по серпентинитам.

В массивах ультраосновных пород повсеместно встречаются проявления асбеста, талька и магнезита, которые достигают промышленных масштабов на участках с близко расположенными интрузиями более

поздних гранитоидов. Наиболее крупное месторождение асбеста находится в массиве Троодос (Амиантос). Асбест залегает в виде жил в серпентинизированных гарцбургитах и представлен здесь хризотил-асбестом. Проявления асбеста отмечаются также в районе Орана, в Кольской Кабилии, в Бассите. Небольшие месторождения талька невысокого качества известны в Бассите и в районе Кольской Кабилии. Месторождения магнезита промышленного значения имеются в массиве Бени-Бушера и в Троодосе (Акамас), а проявления—в районах Колло, Басситы и Эсфандага. Магнезит залегает в виде неправильных линз, сложных жил или серий прожилков в серпентинитах.

В пиллоу-лавах заключены медноколчеданные месторождения, для которых характерно образование значительных метасоматических залежей. В Тавре к ним принадлежит месторождение Эргани-Маден, на Кипре известны медноколчеданные месторождения Мавруни, Скуриотисса, Калавасса, Кинуса, Перистерка и др. Они приурочены к формации Парapedи раннемезозойского возраста. Медные месторождения этого типа отличаются высокими концентрациями золота и серебра, особенно в зоне окисления. Медноколчеданные проявления известны также в Бассите и Омане.

С радиоляритами офиолитовой ассоциации связаны отдельные месторождения и многочисленные проявления марганца (Троодос, Бассита), которые рассматриваются как вулканогенно-осадочные образования в глубоководных осадках и отчасти как переотложенные продукты подводного выветривания вулканитов среди мелководных отложений.

Представляет интерес выявление тектонических закономерностей, определяющих расположение в зоне Гибралтаро-Оманского офиолитового шва главных рудных районов, в которых сконцентрированы основные месторождения. Отмечается приуроченность хромитоносного района Гулеман и крупного медноколчеданного месторождения Эргани-Маден к резкому коленообразному изгибу шва, где можно допускать образование узла пересечений различно ориентированных разломов глубокого заложения. Еще более резкий изгиб шва отмечается там, где расположены крупные хромитовые месторождения Минаб-Эсфандагского района в Загросе. Этот изгиб связывается здесь с влиянием поперечного разлома, который рассматривается в качестве одного из звеньев так называемого Урало-Оманского линеамента. Представляется значительной приуроченность крупного хромитоносного района Минаб-Эсфандаг к узлу пересечений глобальных тектонических линий: Гибралтаро-Оманского офиолитового шва и Урало-Оманского линеамента.

Для другого района концентрации различных месторождений—Троодоса следует отметить связь этого блока с крупной положительной гравитационной аномалией, достигающей 250 мгл. Эта аномалия объясняется близостью выступа верхней мантии. В зонах чешуйчато-надвигового строения с образованием серпентинитового меланжа существенные месторождения хромитов заключены обычно в наиболее крупных телах среди сохранившихся массивов гипербазитов.

Образование Гибралтаро-Оманского офиолитового шва по обрамлению Африканского континента и Аравийского субконтинента можно объяснить с разных геотектонических позиций. В соответствии с концепциями новой глобальной тектоники образование офиолитового шва следует связывать с явлениями обдукции—надвигания океанической коры на края континентов в результате столкновения литосферных плит [5]. В этом варианте предполагается закрытие Тетиса, которое происходило в связи с дрейфом Африканской плиты к северу и северо-востоку на протяжении длительного времени, соизмеримого со временем раскрытия Атлантического океана. Вместе с тем следы такого закрытия Тетиса, фиксируемые надвигами по его южному обрамлению, ограничены узкими интервалами времени. Эти данные противоречат представлениям о том, что движения литосферных плит происходят сравнительно равномерно, как это обосновывается скоростями раздвигания плит, полученных по соотношениям полосовых магнитных аномалий океанического дна. В настоящее время уже предложено настолько большое число самых различных моделей закрытия Тетиса в соответствии с концепциями новой глобальной тектоники, что их рассмотрение и сопоставление может быть предметом самостоятельного исследования.

Среди них следует отметить представления о том, что офиолиты перинаравийской части шва образовались в едином бассейне, обособленном от других бассейнов Тетиса [14] с корой субокеанического или океанического типа.

Представляется более вероятным, что Гибралтаро-Оманский офиолитовый шов является глубинным разделом литосферы между стабильным континентальным блоком земной коры и субокеаническим поясом Тетиса. В пределах этого пояса развиты обширные выступы докембрийско-палеозойской коры континентального типа, фрагменты раннемезозойской коры океанического (или субокеанического) типа и новообразованные в неогене-плейстоцене впадины с корой субокеанического типа, в части из которых процесс преобразования коры с активным вулканизмом продолжается и в настоящее время. Гибралтаро-Оманский офиолитовый шов следует рассматривать в качестве тектонической границы первого порядка, так как по сравнению с принципиальными различиями в строении и развитии коры, особенности поверхностной структуры, в том числе характер складчатости (геосинклинальная или платформенная), специфика магматизма и различия в наборе формаций имеют меньшее значение и являются критериями для выделения тектонических элементов другого порядка [6].

Наряду с ограничением Средиземноморского звена Альпийско-Гималайского геосинклинально-складчатого пояса с юга по Гибралтаро-Оманскому офиолитовому шву, намечается аналогичная тектоническая граница и к северу от него. В пределах Кавказа она совпадает с Главным Малокавказским (Севанским) офиолитовым поясом [1]. Этот пояс отчетливо прослеживается в пределах Малого Кавказа более, чем на 350 км при ширине порядка 20 км. По геофизическим данным, вдоль

этого пояса намечается глубинный шов, проникающий в мантию. Он ограничивает с севера область с эвгеосинклинальным развитием земной коры. Его продолжениями к западу служит Северо-Анатолийский офиолитовый пояс, а к востоку — тектонический шов Эльбурса, также маркированный выходами офиолитов.

Следует остановиться на вопросе классификации гипербазитовых поясов, среди которых наиболее полной представляется типизация, предложенная С. В. Москалевой [8], которая выделяет пояса трех типов. По этой классификации Гибралтаро-Оманский шов соответствует в целом поясу I типа, расположенному по ограничению стабильной рамы, вполне справедливо также выделение поясов II типа, которые отчетливо выражены во внутренних частях Альпийско-Гималайского пояса, располагаясь обычно по периферии срединных массивов, являющихся в прошлом своего рода микроконтинентами. Вместе с тем, представляется недостаточно обоснованным выделение поясов III типа с зонами меланжа, так как образование подобных зон связано с последующей тектонической переработкой гипербазитовых поясов I и II типов, которая к тому же может быть проявлена локально. Поэтому в зонах развития меланжа могут сохраняться крупные массивы гипербазитов со значительными месторождениями хромитов и других полезных ископаемых.

Намечаются многие черты сходства в строении и тектоническом развитии между Гибралтаро-Оманским офиолитовым швом и Главным гипербазитовым поясом Урала, который также протягивается вдоль края Восточно-Европейского континента и Уральской палеозойской эвгеосинклинальной системы.

Подобные сопоставления приводят к выводу, что краевые офиолитовые швы являются характерными структурами ограничений континентальных блоков земной коры, обособляющих их от межконтинентальных мобильных поясов, в пределах которых в условиях растяжения, обусловленного, вероятно, мантийным диапиризмом, могли возникать субокеанические впадины, как это имеет место сейчас в Средиземноморье. Сопоставление краевых офиолитовых швов разных регионов, имеющих много общих черт в структурном отношении, что связано с подобием геотектонической эволюции, представляет особый интерес для целей металлогенического анализа, так как офиолитовые швы обладают отчетливо выраженной металлогенической специализацией.

НИИЗарубежгеология

Поступила 15. III. 1978.

Ե. Դ. ՍՈՒՐԻԻ-ԿՈՆԴՐԱՅԵՎ, Վ. Վ. ԿՈՂՈՎ

ՋԻԲՐԱԼՏԱՐ-ՕՄԱՆ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԿԱՐԻ ՏԵԿՏՈՆԻԿԱՅԻ
ԵՎ ՄԵՏԱԴԱՐՆՈՒԹՅԱՆ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ԳԾԵՐԸ

Ա մ փ ռ փ ռ լ մ

Հոդվածում բնարկված են Ալպիական ծալքավոր մարզի Ջիբրալտար-Օման օֆիոլիտային կարի կառուցվածքի հիմնական գծերը, Այս կարի սահ-

մանադասում է Արաքական սալի պլատֆորմային մարզը, Ատլասի, Կիրենաիկի, Հեանտի և այլ ծալքավոր շրջաններ Թեաիսի հյուսիսի սուբօվկիանոսային դոտուց, որի սահմաններում ձևավորվել էին ալպիական էվգեոսինկլինալները:

Օֆիոլիտային կարը բաժանվում է Մերձաֆրիկյան և Մերձարաբական ենթամասերի, որոնք արևմուտքում ընդգրկում են միայն ուլտրամաֆիտային զանգվածներ, իսկ արևելքում՝ օֆիոլիտային դոյացումների լրիվ համակցությունը:

Մագրիբի գեոսինկլինալային սխեմայի հիպերբազիտները (մինչքեմբր), հավանաբար իրենց վերջնական զարգացումը ստացել են վաղմեկոզոյում: Դրանք պիրոկսենիտ-պերիդոտիտային զանգվածներ են, որոնց հասակը հավանաբար մինչպալեոզոյան է:

Կարի Մերձարաբական հատվածում քննարկված են Թրոգոսի, Բասիտի, Քուրդ-Դադի, Տավրոսի, Զադրոսի և Օմանի օֆիոլիտները, որոնք հիմնականում ունեն մեզոզոյի հասակ:

Հոդվածում վերլուծված են օֆիոլիտային կարի ադեղնային ձևը (հատակագծում) և նրա երկարատև, ժառանգական զարգացման հարցերը:

Զիրբալտար-Օման օֆիոլիտային կարի օգտակար հանածոները կապված են ուլտրահիմքային ապարների զանգվածների (քրոմիտ, նիկել, աւբեստ, տալկ, մագնեզիտ), թթու լավաների (երկաթ-պղնձային սուլֆիդներ ոսկու և արծաթի մեծ պարունակությամբ) և ռադիոլյարիտների հետ (մանգան, երկաթ):

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аслаян А. Т., Сатян М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья, Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 4-5, 1977.
2. Казьмин В. Г., Кулаков В. В. Офиолитовая формация Северо-Западной Сирии. Изв. Высш. учебн. завед., геол. и разв., № 2, 1965.
3. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. Тр. ГИН, вып. 267, «Наука», М., 1975.
4. Козлов В. В., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Структура и металлогения Гибралтаро-Оманского офиолитового шва. В сб. «Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей», тезисы докл. VIII Всесоюзн. металлогенич. совещ., Свердловск, 1976.
5. Колман Р. Внедрение перидотитов верхней мантии вдоль краев континентов в свете положений тектоники плит. В сб. «Новая глобальная тектоника», «Мир», М., 1974.
6. Кузнецов Ю. Я., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В. Тектонические элементы северной части Африкано-Аравийского континента. Геотектоника, № 2, 1974.
7. Ломизе М. Г. Краевые офиолитовые швы альпид Ближнего и Среднего Востока. Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 2, 1972.
8. Москилева С. В. Рифтогенез и металлогения гипербазитов. В сб. «Металлогения и новая глобальная тектоника», Изд. ВСЕГЕН, Л., 1973.
9. Мурс Э. М., Вайн Дж. Ф. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора. В сб. «Петрол. изверж. и метаморф. пород дна океана», «Мир», М., 1973.
10. Лейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.
11. Штеклин И. Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1966.
12. Alleman F., Peters T. The ophiolite-radiolarite belt of the north-Oman mountains. J. geol. helv., 1972, 65, № 3.

13. *Aubuin J., Bonneau M., Davidson J.* Contribution à la géologie de l'arc égéen: l'île de Karpathos. Bull. Soc. géol. Fr., 1976, 18, № 2.
14. *Baroz F., Desmet A., Lapierre H.* Eastern Mediterranean ophiolites present along the north of the Arabian plate could have been formed in a marginal basin. 25th Int Geol. Congr. Abstr., vol. 1, Canberra, 1976.
15. *Baroz F., Desmet A., Lapierre H.* Les traits dominants de la géologie de Chypre. Bull. Soc. géol. Fr., 1976, 18, № 2.
16. *Bonneau M.* Esquisse structural de la Crête alpine. Bull. Soc. géol. Fr., 1976, 18, № 2.
17. *Bortolotti V., Lapierre H., Piccardo G. B.* Tectonics of the Troodos Massif (Cyprus): preliminary results. Tectonophysics, 1976, 35, № 4.
18. *Kashfi M. S.* Plate tectonics and structural evolution of the Zagros geosyncline southwestern Iran. Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, 87, № 10.
19. *Kornprobst J.* Signification structurale des péridotites dans l'orogène béticorifain arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques. Bull. Soc. géol. Fr., 1976, 18, № 3.
20. *Lapierre H., Parrot J.—F.* Identité géologique des régions de Paphos (Chypre) et du Baer-Bassit (Syrie). C. r. Acad. sci., 1972, D 274, № 14.
21. *Loomis P.* Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics east of the strait of Gibraltar. Amer. J. Sci., 275, № 1, 1975.
22. *Miyashiro A.* The Troodos ophiolite complex was probably formed in an Island arc. Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, 19, № 2.
23. *Reinhardt B. M.* On the genesis and emplacement of Ophiolites in the Oman mountains geosyncline. Schweiz. min. petr. Mitt., 1969, 49 (1).
24. *Ricou L.—E.* Le croissant ophiolitique peri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. Rev. Geogr. phys. et Geol. dyn., 1971, 13, № 4.
25. *Ricou L.—E.* Evolution structurale des Zagrides. La région clef de Neyriz (Zagros iranien). Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. ser., T. 55, Mém., № 125, 1976.

УДК 551 : 552.5 + 551.211; 552.326

М. А. САТИАН

О СООТНОШЕНИИ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД В РАЗРЕЗЕ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ПЕРЕДНЕЙ АЗИИ И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ)

Осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканические породы составляют значительную, если не основную часть, доступного изучению разреза офиолитовой ассоциации многих регионов. При этом очевидна высокая их информативность в палеотектонических и палеогеографических реконструкциях.

Многочисленные исследования, проведенные за последние два десятилетия в Передней Азии, на Балканах и в Апеннинах, показывают, что широко варьируют не только стратиграфический интервал их накопления, но также состав, парагенезы и особенности размещения по разрезу и в латеральных направлениях.

Офиолитовая ассоциация внутренних зон Передней Азии и Вардарской зоны Балкан отчасти превращена в тектонический меланж, и воссоздание первоначального стратиграфического разреза представляет задачу весьма трудную и не всегда разрешимую. Однако изучение отдельных, сравнительно крупных блоков меланжа, позволяет выяснить, как соотносились вулканиты и силициты в изначальном разрезе офиолитовой ассоциации.

Итак, если взглянуть на строение офиолитовой ассоциации с этих позиций, можно говорить о двух видах или типах сонахождения вулканитов и силицитов. В одном из них силициты и другие осадочные, а также вулканокласто-седиментогенные и другие слоистые породы чередуются с эффузивными и вулканокластическими или же слагают среди них разные по размеру линзы и оползневые тела (рис. 1). В другом типе вулканиты и силициты разобщены по восходящему разрезу; при этом вулканитам принадлежит нижняя, а силицитам — верхняя часть разреза (в сущности это две свиты, граница между которыми обозначает смену тектоно-магматического режима). Условимся первую ассоциацию называть «смешанной», а вторую — «обособленной» и рассмотрим некоторые характерные их примеры.

1. «Смешанная» ассоциация.

Малый Кавказ. «Смешанная» ассоциация характеризует все три офиолитовые зоны региона: Севанскую, Вединскую и Зангезурскую. Достаточно подробно офиолитовая ассоциация рассмотрена в работах [3, 7, 13, 15]. Шаровые спилиты, спилитовые порфириды, чередующиеся

с мощными пачками радиоларитов и других разновидностей силицитов¹, развиты в приводораздельной части Севанского хребта. При палеогеографических реконструкциях эти отложения рассматриваются как осадки наиболее глубоководной части офиолитового прогиба—его осевого тро-

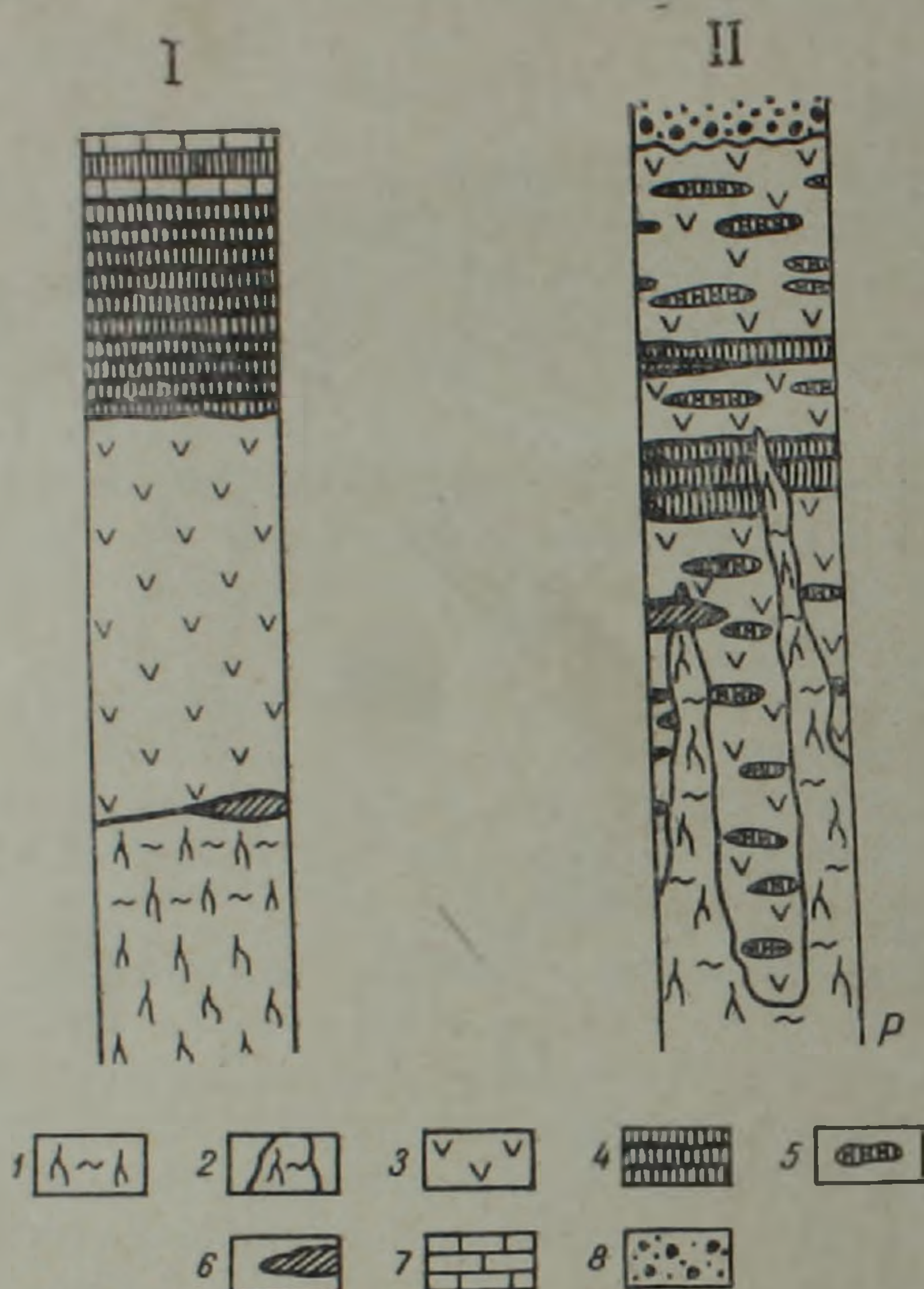


Рис. 1. Схематическое изображение строения ассоциаций «обособленной» (I) и «смешанной» (II). 1. Массивные ультрабазиты (а также габбро), в разной мере серпентинизированные. 2. Протрузии серпентинизированных ультрабазитов (а также габбро). 3. Вулканиты основного состава, нередко шаровые лавы (в кровле ассоциации 11-кератофиры). 4. Радиолариты и сонаходящиеся с ними прочие силициты. 5. Линзы радиоларитов и прочих силицитов в ассоциации с известняками (микритовыми и реже апоорганогенными, оолитовыми и др.). 6. Офикальциты. 7. Известняки мелко-микрозернистые. 8. Конгломераты и граувакки офиолитокластические.

га. Спилитовые порфириты, кератофиры, изредка туфы, вмещающие линзы радиоларитов (известковистых, кремнисто-железистых), а также микрозернистых и апобiomорфных известняков, показательны для верхней части разреза формации. Эта же ассоциация имеет преобладающее развитие в зонах сокращенных мощностей формации, которые характеризуют мелководье офиолитового трога. Помимо вышеуказанных пород отмечаются конгломераты, песчаники флишoidного типа (район г. Ама-

¹ В их числе и марганцевистых силицитов, сходных с т. н. умбрами Кипра (см. далее).

сия и др.). Вулканокласты, вмещающие мелкие пачки и линзы радиоляритов, микрозернистых известняков и апобноморфных известняков, широко представлены в Вединской зоне и в целом характеризуют сравнительно менее глубоководный офиолитовый прогиб.

Возраст кремнистых и вулканогенных пород по данным радиолярного анализа [4], находкам глоботрункан, изредка рудистов и брахиопод, а также радиологическим данным [2, 3, 13], определяется как альб-раннеконьякский. Позднеконьякские отложения несогласно и с размы-вом налегают на породы офиолитовой серии. Протрузии серпентинизированных ультраосновных пород размещены на разных уровнях кремнисто-вулканогенной формации. Наиболее крупные их массивы развиты в Севанском поясе и имеют преимущественно гарцбургитовый состав [1].

М а л а я А з и я. В Северо-Анатолийском поясе этого региона развита мезозойская, преимущественно меловая «смешанная» ассоциация [30]. В районе г. Эрзинджана в строении офиолитового меланжа (формация Караяпрак, 25) определяются разные по размерам блоки, слагаемые чередованием радиоляритов и вулканитов, нередко шаровые лавы с линзами красных пелагических известняков. Радиоляриты и известняки, чередующиеся с вулканитами, обнаруживают выдержанную слоистость, которая может быть прослежена на несколько километров. В линзах известняков среди вулканитов определяются глоботрунканы, а в радиоляритах—комплекс радиолярных лизов коньякского яруса. Восточнее, у г. Байбурт известняки с растительными остатками сеномана перекрывают шаровые лавы, возможно, домелового возраста. В прослоях мергелей среди шаровых лав восточнее г. Эрзерум известны находки аптских форминифер [28].

Офиолитовая ассоциация Северо-Анатолийской зоны хотя и неоднородна по простиранию зоны, все же главный признак соотношения вулканитов и силицитов—их чередование по восходящему разрезу, сохраняется: «смешанная» ассоциация развита и в секторе Анкара—Эрзинджан, и западнее, между Анкарой и Измиром [28, 30]. Эта ассоциация довольно обычна и на участках выходов позднеюрских офиолитов [27, 30]¹.

Крупные тела офиолитов размером до 20×100 км, сравнительно слабо нарушенные (серпентиниты, серпентинизированные дуниты или перидотиты, отчасти габбро), картируются в южной Анатолии. Ограничены они разломами, основание их нигде не вскрыто, а местами над ними имеется покрывка из основных лав и туфов, с радиоляритами и

¹ На гипербазитах местами залегают плитчатые известняки титона, относящиеся, вероятно, к комплексу чехла. Аналогичные мощные известняковые толщи имеют развитие вдоль всего Северо-Анатолийского пояса и обнаружены также в Севанской и Закавказской зонах Малого Кавказа [7, 3], слагая основание среднемеловой офиолитовой ассоциации.

тонкослоистыми известняками. Дайки габбро, диоритов секут лишь офиолиты. К кровле разреза породы офиолитовой ассоциации сменяются флишевыми и вулканогенными образованиями палеоцена, в основании разреза местами определяются отложения турона.

В офиолитовой ассоциации, севернее гор Болкардаг [36], стратифицированную часть разреза (комплекс Чифтехан) составляют базальты, спилиты, чередующиеся с офиолитокластическими брекчиями и песчаниками флишевого типа, конгломератами, а также радиоляритами и микритовыми розовыми и красными известняками; среди обломочных пород встречаются линзы и прослои известняков с рудистами. Вверх по разрезу появляются андезиты, относимые к позднему мелу (?) и палеогену. Возраст нижней части комплекса Чифтехан определяется по микрофауне как сенонский.

«Смешанная» ассоциация представлена широко в Восточно-Таврской зоне в составе верхнего (Маденского) и нижнего (серия Джило) покровов [17, 8]; при этом входящие в состав Маденского покрова флишевые и известняковые отложения верхнего сенона и палеоцена придают комплексу явное сходство с офиолитовой ассоциацией и ее чехлом, развитыми в Южно-Анатолийском поясе—вероятной корневой зоне этого покрова.

Иран. «Смешанная» ассоциация развита в центральном Иране у г. Наин [31]. Чередующиеся глоботрункановые известняки и радиоляриты, блоки красных радиоляритов, а также диабазов в окружении серпентинизированных ультрабазитов, относятся к т. н. «цветному меланжу». Подушечные лавы в его составе не обнаружены. Во внутренней структуре меланжа имеются признаки диапирового перемещения в конце сенона и начале палеогена.

Сходное строение имеет офиолитовая ассоциация к северо-востоку от Наина, а также южнее Кермана и в обрамлении Лутского массива.

На юго-востоке Эльбурса, вблизи г. Себзевар в составе офиолитовой ассоциации развиты базальты, нередко миндалекаменные, мелкозернистые базальты со сплюснутыми и кливажированными подушками, а также чередующиеся с ними плотные красные известняки, туффиты, туфы базальтов, агломераты, розовые микритовые известняки и железистые радиоляриты, переходящие в красные глинистые кремни; в кровле отмечаются туфы дацитов [34].

2. «Обособленная» ассоциация.

Апеннины и Динаро-Эллииды. Офиолитовый пояс северных Апеннин является ярким представителем ассоциации «обособленного» типа. Сводный разрез зоны Бракко-Вара [32, 22] показателен развитием в его основании серпентинизированных гипербазитов (в основном лерцолитов); их кровлю составляют офикальциты (рис. 1), далее следуют толентовые базальты, шаровые спилиты, наконец, верхняя часть разреза состоит из силицитов (главным образом радиоляритов), выше постепенно сменяющихся микритовыми известняками с *Calpionella* (валанжин—берриас). Мощность свиты силицитов колеблется от первых

метров на юге до 150—200 м—на севере (г. Трегин). Фгнитониды, развитые в основании, включают пачки конгломератов и брекчий офиолитокластического состава. Вверх по разрезу их сменяют радиоляриты, ритмично чередующиеся с глинистыми силицитами. Под микроскопом в строении радиоляритов обнаруживается тонкая градационная слоистость. Отмечается также косая слоистость в пачках силицитов, знаки ряби наддонных течений. На юге зоны базальты вмещают до десяти мелких и одну крупную линзу силицитов (радиоляритов), в кровле разреза отсутствуют известняки берриаса, а вулканиты с линзами силицитов перекрываются глинами с прослоями известняков альба-сеномана. Местами (район г. Моззени и др.) свита силицитов непосредственно налегает на серпентиниты; базальты отсутствуют, либо резко сокращены в мощности.

В Эллинидах наиболее близка к «обособленному» типу офиолитовая ассоциация зоны Отрис. Кремнистые радиоляриты и красные известняки перекрывают подушечные лавы, долериты, габбро и мощные ультрабазиты. Возраст осадочной части офиолитовой серии посткимериджский и заведомо досеноманский [14]. Силициты и другие ассоциирующие с ними осадочные породы гораздо чаще обособлены от вулканитов и слагают верхнюю секцию разреза офиолитовой серии. Широко развиты силициты с градационной слоистостью, выпавшие, вероятно, из турбидитовых масс, снесенных с вулканических поднятий [42, 33].

Позднеюрские глубоководные силициты—радиоляриты, яшмы, как известно, широко развиты в Пиндской зоне [10, 11, 14, 40].

В Динаридах, в районе серпентинитового массива Златибор на серпентинитах залегают мелководные глины, серпентинитокластические песчаники и конгломераты, выше их сменяют кремни, известковые отложения с неритическими пелециподами и гастроподами средней—поздней юры [29].

Можно утверждать, что офиолитовая ассоциация Динаро-Эллинид в большей мере, чем в Апеннингах, несет признаки, отличающие ее от «обособленной» ассоциации. Так диабазово-яшмовая формация внутренних Динарид состоит [19, 11] (особенно в верхней части) из переслаивания конгломератов, песчаников, аргиллитов, известняков и яшм с туфами и обильными продуктами подводного излияния (диабазами); отклонения от типового «обособленного» разреза имеют место и на юге Вардарской зоны, где интервалами отменяется чередование силицитов с вулканитами, и кроме основных вулканитов появляются кератофиры [14].

Кипр-Аманус-Загрос-Оман. В этой протяженной полосе кремнистые и вулканогенные породы гораздо чаще занимают обособленное положение в разрезе.

На Кипре (Троодос) выше ультрабазитов следуют основные лавы, рассеченные мощным дайковым комплексом. На неровном рельефе верхних пиллоу-лав залегают силициты, содержащие в основании умбры-мелкозернистые кремнистые породы, которые обогащены марган-

цем, железом, а также малыми элементами семейства железа [44, 45]. Мощность умбр незначительна, обычно в пределах первых метров, но в западинах палеорельефа достигает 30—35 м. Для них характерны прослои туффитов и наличие признаков градационной слоистости.

Известные кипрские охры разобщены по разрезу от умбр и соплеждаются с сульфидами железа и меди в свите базальтов. Переход вверх по разрезу к радиоляритам довольно резкий. Радиоляриты имеют отчетливую тонкую слоистость, которая подчеркивается глинистой примесью в чередующихся слоях. Интересно, что в кипрском разрезе радиоляриты лишены парагенеза с известняками, не обнаруживаются в них и туффитовые прослои. Мощность радиоляритов в целом не особенно значительна (до 35 м). На востоке Кипра вверх по разрезу их сменяют бентонитовые (иллит-монтмориллонитовые) глины, которые в районе Папоса чередуются с вулканогенными песчаниками и достигают суммарной мощности 600 м. Говоря о возрасте этих отложений, следует напомнить, что триасовые породы покрова Мамония ранее ошибочно относились к автохтону, соответственно неправильно решался возраст формации Парापеди, относимой к юре. Более детальные исследования радиолярий позволили датировать возраст формации Парापеди кампанским временем [44].

Итак, на Кипре разрез офиолитовой ассоциации при даже самом предварительном сравнении обнаруживает специфические черты, такие как маломощность свиты силицитов, своеобразие состава и строения радиоляритов (обычно они чередуются с горизонтами темно-серых кремней, состоящих из халцедона, имеют порцеланитовую текстуру, зернисты, преобразованы лишь в фации раннего, отчасти глубинного эпигенеза, по разрезу и отчасти латерально сменяются иллит-монтмориллонитовыми глинами); вулканиты включают (около трети) более кислые, чем базальты продукты [41].

На с-в структурном продолжении кипрских офиолитов, в горах Аманус в основании разреза офиолитовой ассоциации выступают перидотиты и серпентиниты, далее следуют габбро, габбро-пегматиты, долериты и диориты, секущие серпентиниты, затем подушечные лавы и туфы базальтов, реже андезитов. Наконец, в верхней части разреза обособляются радиоляриты и кремнистые аргиллиты [47]. Южнее, в горах Бассита и Курд-Дага выделяются две толщи. В верхней — пакки кремнистых аргиллитов и радиоляритов развиты среди туфов и лав основного, реже среднего состава. Тонкослоистые известняки, содержащие остатки фауны позднего триаса, размещены среди кремнистых аргиллитов, но чаще отделены от них мелкими разрывами [6]. Более вероятно переотложенное залегание этих карбонатных пород — сходная проблема сохраняется и для соседних регионов Омана и Загроса [21, 48], тем более, что для района Амануса приводятся данные о сенонском возрасте «радиоляритово-известняково-офиолитовой серии» [47]. Как и в других частях краевого офиолитового шва [8], маастрихтские известняки и конгломераты (с офиолитокластической примесью) перекрывают офио-

литовую серию. Между тем в горах Бассита, а также по периферии Амануса имеются разрезы, где вулканиты содержат пачки и линзы радиоляритов и известняков, т. е. разрез здесь переходный к «смешанному», кроме того в основании вулканогенно-осадочной толщи (Бассит) выступает мощная толща основных, реже средних эффузивов и туфов, а также щелочных основных эффузивов триаса (?) [6].

В совокупности эти данные указывают на значительные латеральные вариации состава и строения офиолитовой ассоциации зоны Аманус и прилегающих районов—здесь можно видеть и аналоги кипрского разреза, и отклонения от него. В Загросе офиолитовая ассоциация представлена довольно мощными толщами силицитов, в основном радиоляритов позднемелового возраста. Обломочные силициты, обнаруженные в этой толще, нередко содержат микрофауну триаса и юры, однако пелагические известняки, чередующиеся с ними, включают многочисленные глоботрунканы, что ставит под сомнение достоверность определения домелового возраста накопления обломочных силицитов [21, 48].

Вулканические основные и ультраосновные породы имеют ограниченное развитие, встречаются они и в зоне смятия и представлены разными по площади массивами и секущими дайкообразными телами.

Переходная к «обособленной» ассоциация характерна и для района Омана—это т. н. комплекс Хавасина (радиоляриты, известняки микритовые с прослоями глины; в верхах разреза отмечаются спилиты) и комплекс Сумайль (серпентинизированные перидотиты, инфильтрующие их габбро, диабазовые дайки, перекрытые подушечными лавами), на которые трансгрессивно налегают известняки и конгломераты маастрихта [8, 21].

3. Обсуждение.

Естественно полагать, что решающим фактором появления «обособленной» или «смешанной» ассоциаций является вулканизм, скорее его ритмика, длительность проявления, в меньшей мере—интенсивность. Это положение обосновывается несоизмеримо медленными темпами накопления осадочных отложений и прежде всего силицитов¹, сонаходящихся с вулканитами. «Обособленная» ассоциация—это результат спокойных почти непрерывных эффузий основной магмы, после завершения которых наступает длительный этап кремненакопления. Вулканизм отличается низкой эксплозивностью и дифференцированностью. Позднемеловая «обособленная» ассоциация Кипра-Омана, в составе которой выявлены не только толеиты, но и продукты известково-щелочной и щелочной серий [41], характеризует тектоно-магматические условия наиболее позднего рифтинга Мезотетиса, о чем будет сказано далее.

Силициты «обособленной» ассоциации формируются после завершения вулканизма, что ярко отразилось в особенностях их состава и строе-

¹ Скорость накопления радиоляритов мезозоя Тетиса определяется в 1—7 до 15 мм за 1000 лет [35, 13].

няя (широкое развитие органогенных и подчиненное—хемогенных силицитов, преобладающее развитие градационной слоистости и т. д.). На стадии накопления свиты базальтов происходил вынос гидротермами металлов. Однако с накоплением свиты силицитов сократилась инфильтрация наддонных вод в толентовые массивы и соответственно—эксгальзионного подтока.—в этом одна из наиболее вероятных причин распределения концентраций металлов лишь на определенных стратиграфических уровнях офиолитовой ассоциации: в основании силицитов и в свите базальтов.

При формировании ассоциации «смешанного» типа вулканическая деятельность была прерывистой. Накопление силицитов и прочих осадочных и вулканогенно-осадочных пород, слагающих линзы, либо пачки среди вулканитов, происходило в эти перерывы. Продукты вулканизма, по составу варьирующие от базальтов до дацитов и кератофиров (последние размещены в верхней части разреза) возникли скорее при переплавлении корового вещества в магматических камерах верхней мантии—предположение о возможной эрозии корового материала нам представляется вероятной. Во всяком случае из анализа парагенезов пород верхней части разреза офиолитовой ассоциации следует вывод об изменении тектонического режима седиментации к концу накопления офиолитовой ассоциации, явном обмелении бассейна [13].

На всем протяжении кремненакопление испытывает воздействие вулканизма—зависит от его ритмичности, а кроме того, связано с вулканизмом по источнику кремнезема: часть его усваивается радиоляриями, другая—осаждается в виде самостоятельных линз и прослоев глобулярных кремней и в виде примеси к органогенным силицитам. Попутно выносимые марганец, железо и другие компоненты, накапливаются на разных стратиграфических уровнях офиолитовой ассоциации¹, образуя линзы и прослои окислов железа и марганца, а также являясь примесью к силицитам—формируется большой набор металлоносных отложений, по ряду признаков отличающихся от океанических металлоносных осадков [13].

Анализ существующего материала указывает на широкое развитие в разрезе «смешанной» ассоциации не только признаков склоновых оползней (которые имеются и в структуре «обособленной» ассоциации), но и механических деструкций слоенакопления, вызванных протеканием лавы по поверхности осадков, инверсией плотностей на разделе лава—осадок и т. д.; здесь же нередки признаки химического и термального воздействия лав на подстилающие осадки. Ритмичность строения кремнистых пачек определяется в рассматриваемом случае не столько периодичностью привноса материала турбидитами, его осаждения,

¹ К разным уровням формации приурочены и офикальциты. Образование их контролируется полями карбонатных пород (литологический фактор) и разломами, подводящими протрузии серпентинизированных гипербазитов, проникавших в известняковые осадки, в разной мере литифицированные.

батиметрией, как это видно на примере «обособленной» ассоциации, сколько изменением компонентного состава вод в связи с привносом продуктов газогидротермации. [13].

Итак, особенности проявления вулканизма и формирование того или иного типа ассоциации определялись скорее всего масштабами раздвигания и проницаемостью коры. В этой же зависимости находится и морфология прогибов: а) ультракотловинных, сравнительно глубоководных и узких, возникших при ограниченном раздвиге, б) более широких и глубоководных, с пологими бортами, образовавшихся при более крупном раздвиге коры.

В первом случае картируются резкие латеральные переходы в мелководные отложения, включающие апобiomорфные известняки, конгломераты, песчаники, известковые радиоляриты и др., в другом — отмечается постепенная латеральная смена кремнистых пород микрозернистыми известняками и чередующимися с ними глинами (Лигурия), либо реконструируются сравнительно более резкие переходы в менее глубоководные и мелководные карбонатно-кремнистые толщи, вмещающие пачки известняковой брекчии, калькаренитов, местами онкоидных и оолитовых известняков (Пиндская зона и др.). Однако зоны кремнеаккумуляции вряд ли могут быть сопоставимы с глубоководьем впадин океанического типа. Прежде всего в строении и составе этих отложений имеются признаки обмеления бассейна. Таковы находки слоев офиолитокластических песчаников и остатков окаменелых деревьев в основании свиты силицитов Лигурии [22], развитие офикальцитов в кровле серпентинизированных гипербазитов, сцементированных седиментогенным кальцитом — накопление их произошло, следовательно, выше уровня карбонатной компенсации (последние исследования [33] показали возможность формирования офикальцитов Лигурии при педогенезе; соответственно предполагается образование гипербазитовых островов в Мезотетисе, между которыми в грабенах накапливались вулканиты, а затем силициты). Кроме того, нужно еще раз отметить, что «обособленная» ассоциация Лигурии, а также Динаро-Эллинид латерально переходит в мелководные осадки, принадлежащие «смешанной» ассоциации, развитой все же крайне ограниченно, вероятно, на стыках с континентальными блоками; либо она латерально сменяется ассоциацией «обособленной», в составе осадочной свиты которой немало мелководных отложений (осадочная часть офиолитовой ассоциации массива Златибор [29], а также Калабрии [39], то же на Кипре и в более восточных районах, в Аманусе и Загросе).

Эти данные об особенностях строения, состава, их латеральных вариациях накладывают определенные ограничения при попытках реконструкции крупной мезозотской океанической впадины в регионе средиземноморья. Между тем петролого-геохимические выводы о принадлежности офиолитов Лигурии, а также Корсики к океанической коре, интерпретируются в палеогеографическом аспекте довольно произ-

вольно и широко. Такими бассейнами могли быть и микроокеаны, и краевые моря, а не исключено и рифты красноморского типа [43]¹. Применительно к офиолитовой ассоциации Лигурии и ряда других сопре-

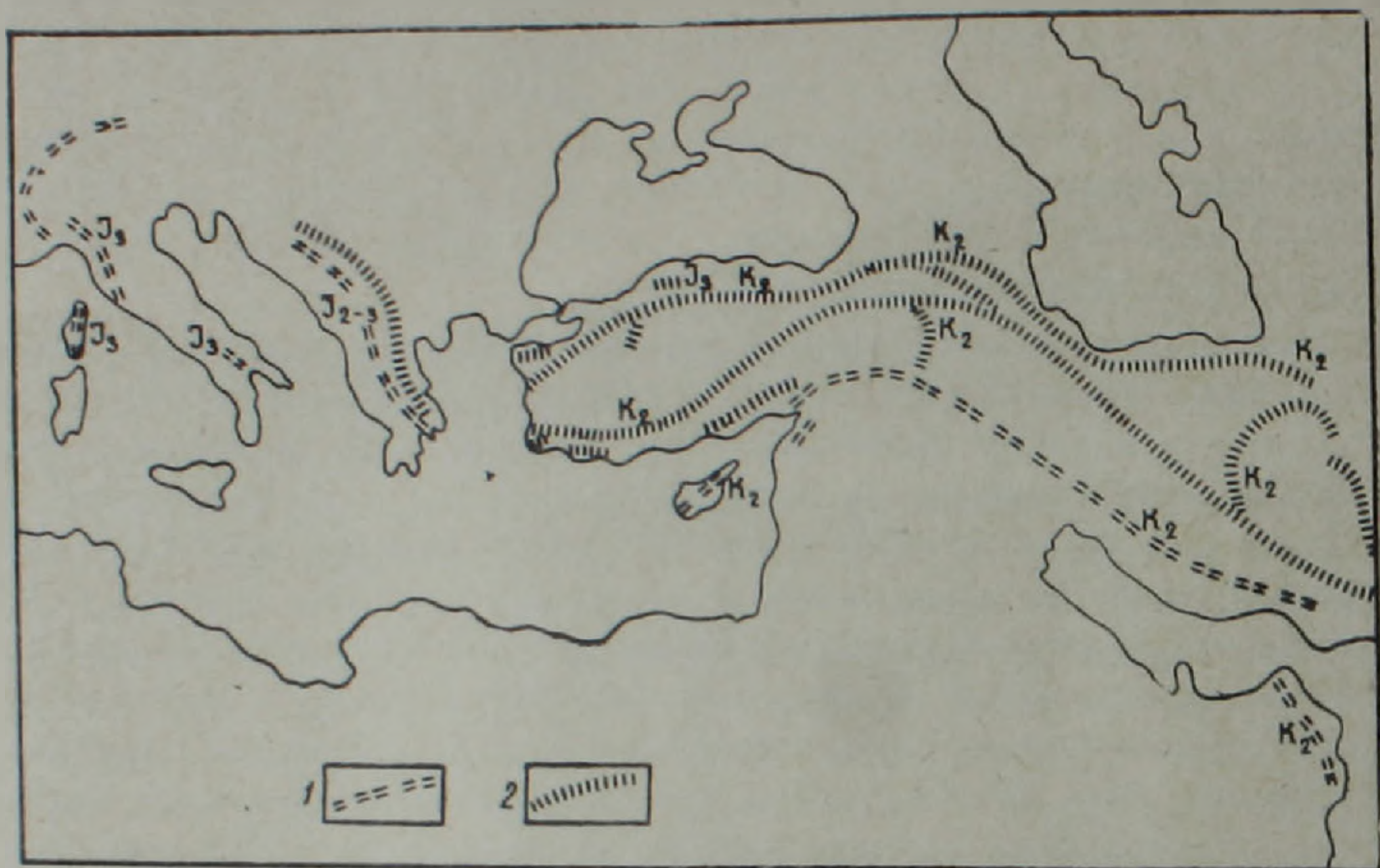


Рис. 2. Схема распространения «обособленной» и «смешанной» ассоциаций офиолитовых зон Передней Азии и центрального Средиземноморья. Зоны преимущественного развития: 1. «Обособленной» ассоциации, 2. «Смешанной» ассоциации.

дельных регионов не может быть оставлена без внимания актуалистическая модель формирования офиолитов в глубоководной впадине с осевым хребтом, учитывая прежде всего рассмотренные выше глубоководные парагенезы глинистых силицитов и радиоляритов, вариации мощностей свиты базальтов и свиты силицитов, наличие офиолитокластических песчаных отложений в основании силицитов, офикальцитов—в кровле серпентинизированных гипербазитов, залегание силицитов не только на офиолитах, но и латерально вдали от них—на более древних отложениях (на триасе в Пиндской зоне и др.) В этом плане находит объяснение, к примеру, резкое сокращение мощностей силицитов вдоль осевой части цепи выходов ультраосновных пород (пояс Мирдита в Югославии). Одной из наиболее вероятных составных частей таких впадин поэтому могут быть выдержанные зоны мантийных диапир, морфологически сходные со срединными хребтами океанов, по краям которых накапливались наиболее мощные кремнистые осадки [42, 45].

Для сравнения заметим, что в ультракотловинных прогибах Малого Кавказа, вместивших «смешанную» ассоциацию, максимальные мощно-

¹ Проблема эта остается одной из наиболее спорных и слабо изученных для всего региона Средиземноморья [18, 22, 23, 24, 26, 37].

сти кремнистых и вулканогенных пород (а также крупные массивы ультрабазитов) размещены в осевой части палеопрогиба, в осевом трого [3, 13], тогда как к периферии вулканического трого мощности их резко сокращаются. Четко выраженных срединных хребтов в морфологии этих прогибов анализ фаций и мощностей между тем не обнаруживает. Напротив, все данные за то, что протяженных срединных хребтов в малокавказских прогибах не было, а офиолитовый серпентинито—габбро-кластический материал поступал при размыве куполовидных поднятий диапировых протрузий серпентинизированных гипербазитов.

Условия развития офиолитовой ассоциации находятся в тесной преемственной связи с предшествующей историей развития региона. Остается дискуссионным существование палеозойского океана в области Средиземноморья (Палеотетиса).

Вопрос этот рассматривался неоднократно [7, 9, 12, 18, 22, 23, 46 и др.]. Тем не менее не вызывает сомнений существование зон раздвига в среднем (?)—позднем триасе, которые обозначаются порфириново-кремнистыми толщами. При этом примечательно пространственное сопряжение с ними зон развития позднеюрской офиолитовой ассоциации [46]. Поэтому надо предполагать, что средне?—позднеюрские офиолитовые прогибы были заложены в областях угоненной коры, возникшей в связи с предшествующим этапом средне-позднетриасового рифтинга.

Средне-позднеюрские офиолитовые прогибы, вероятно, вырождаются в северо-восточной части акватории Средиземного моря (рис. 2) и последующий, наиболее поздний для рассматриваемых регионов этап рифтинга маркируется «обособленной» и промежуточной к «смешанной» ассоциациями зоны Кипра-Омана. При этом длительный промежуток геологической истории—после позднего триаса (порфириново-кремнистые толщи, заключенные в покровах Анталя, Ликийского Тавра, Кипра) до позднего мела характеризуется накоплением мощных непрерывных мелководных карбонатов юры и мела—индикаторов длительного этапа стабилизации коры. Позднемеловой рифтинг зоны Кипра-Омана поэтому характеризует особые условия растяжения «залеченной», регенерированной континентальной коры, и, как отмечалось, в составе офиолитовой ассоциации этой зоны немало признаков, исключаящих океаническую ситуацию ее накопления: появление продуктов известково-щелочного и щелочного вулканизма (41, 6), более широкое развитие в верхней секции разреза мелководных отложений, переходы к «смешанной» ассоциации. Именно в этой зоне отмечается более значительное, чем где-либо в других офиолитовых зонах, развитие «роя» даек

Сейсмическое профилирование на Малом Кавказе показало приуроченность офиолитовых поясов к зонам глубинных разломов, достигающих верхней мантии—вопрос этот неоднократно обсуждался с геологических позиций строения и пространственного размещения офиолитовых зон [3, 13, 15].

Сейчас не может быть сомнений в значительности этих данных при палеогеографических реконструкциях сопредельных пространств Малой

Азии и Ирана, тем более, что для них сходна и другая характеристика — связь сейсмической активности с офиолитовыми зонами, а также такие данные по региональной геологии, как обособление этими разломами крупных структурно-формационных зон мезозоя, различающихся также по строению доальпийского основания.

Итак, приведенные данные вскрывают примечательную особенность: неодновременное формирование офиолитовых прогибов Средиземноморья (средняя-поздняя юра) и Передней Азии (средний мел) — речь идет о главных этапах формирования офиолитовых прогибов. Между тем очевидно, что юрские офиолитовые прогибы Передней Азии имеют подчиненное значение, а в пределах центрального Средиземноморья в средне—позднемеловое время происходило накопление флишевых и мелководных карбонатно-вулканогенных прогибов, тогда как офиолитовые прогибы на этих пространствах выродились полностью.

Обобщая все эти данные, можно полагать, что офиолитовые прогибы, которые были выполнены «смешанной» ассоциацией — это особый класс ультракотловинных вулканических прогибов, в осевой части которых в виде узкой и прерывистой полосы формировалась океаническая (или субокеаническая) кора. Эти прогибы характеризуют значительную часть переднеазиатского сектора, в пределах которого наиболее подробно «смешанная» ассоциация изучена и типизирована на Малом Кавказе. Соответственно предлагается именовать этот тип офиолитовых прогибов малокавказским. Офиолитовые прогибы апеннинского типа, сравнительно более обширные и глубоководные, вместившие более крупные поля новообразованной океанической коры, характеризуют осевую зону Мезотетиса.

Офиолитовая ассоциация прогибов малокавказского типа, сформировавшаяся при растяжении крупных блоков континентальной коры, испытала в постофиолитовую стадию (при компрессии прогибов и позже, на этапах складчатости и орогенеза) дробление, вовлечение в надвиги, переработку в тектонический меланж, Гравитационные развалы пород, переработанных в меланж, обычно не выходят за пределы контуров палеопргибов.

Офиолитовая ассоциация прогибов апеннинского типа представлена в современной структуре крупными покровными пластинами, находящимися в ряде регионов в опрокинутом залегании (Лигурия, [32])¹. Однако сравнительно реже и слабее она затронута теми деструкциями начальных соотношений между отдельными пачками, толщами пород офиолитовой ассоциации, ее «чехла» и основания, которые принято относить к тектоническому меланжу. Эти покровы были неоднократно выдвинуты на континентальное обрамление, поставляя в смежные прогибы офиолитокластический материал, который накапливался в виде флишевых, олистостромовых и олистолитовых толщ.

¹ В строении покровов Омана и надвигов Загроса гипербазитовая пластина обычно является наиболее верхней [21].

Сложившаяся в геологии Средиземноморья традиция обозначения верхней части разреза офиолитовой ассоциации «осадочной частью», нередко «осадочным чехлом» (что гораздо ошибочнее), как видно, не случайна и определяется спецификой строения региональной офиолитовой ассоциации. Однако эта терминология оказалась вовсе непригодной для Передней Азии, поскольку место «осадочной» части в разрезе офиолитовой серии мезозоя здесь занимает мощная вулканогенно-осадочная толща (кремнисто-вулканогенная формация). Используемые в статье понятия—«смешанная», «обособленная» ассоциации—отражают прежде всего характерные между ними отличительные особенности строения, не претендуя на сколько-нибудь исчерпывающий генетический смысл. Важно внести в эти понятия и количественную характеристику соотношения вулканитов и силицитов. Все это говорит о необходимости дальнейших поисков путей типизации офиолитовой ассоциации. Примечательно и то обстоятельство, что география размещения выделенных разновидностей не ограничивается регионами Средиземноморья и Передней Азии.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 27.V.1979

Մ. Հ. ՍԱԹՅԱՆ

ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԱՍՈՑԻԱՑԻԱՅԻ ԿՏՐՎԱԾՔՈՒՄ ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ ԵՎ ՀՐԱՔԽԱԾԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՀԱՐԱՔԵՐԱԿՑՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ (ԱՌԱՋԱՎՈՐ ԱՍԻԱՅԻ ԵՎ ՆՐԱՆ ՀԱՐՈՂ ՄԻՋԵՐԿՐԱԾՈՎԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆՆԵՐԻ ՕՐԻՆԱԿԻ ՀԻՄԱՆ ՎՐԱ)

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Առաջավոր Ասիայի և Միջերկրածովային օֆիոլիտային սերիայի կառուցվածքում անջատվում են օֆիոլիտային ասոցիացիայի երկու տիպի կտրվածքներ: Հրաքիածին ապարները և սիլիցիտները մեկում հերթափոխվում են, իսկ մյուսում՝ կազմում են երկու առանձնացված շերտախմբեր (համապատասխանաբար՝ «խառը» և «առանձնացված» ասոցիացիաներ):

«Առանձնացված» (Միջերկրածովային) և «խառը» (Առաջավոր Ասիական) ասոցիացիաներով օֆիոլիտային իջվածքների ձևավորման գլխավոր էտապներն ըստ ժամանակի սահմանադատված են (ուշ յուրա և միջին կավիճ):

Նշված ասոցիացիաների կառուցվածքի և կազմի վերծանումը և նրանց տարածական տեղաբաշխումը հնարավորություն են տալիս առանձնացնել՝ ա) «խառը» ասոցիացիա պարունակող իջվածքներ, ինչպիսին փոքրասիական տիպն է (խիստ ճկված, համեմատաբար խորջրյա, որոնց առանցքային մասում ընդհատվող գոտով զարգացած է եղել օվկիանոսային և ենթաօվկիանոսային տիպի կեղևը) և բ) «առանձնացված» ասոցիացիա պարունակող իջվածքներ (ապենինյան տիպը)՝ ավելի ընդարձակ և խորջրյա, լայն դաշտով զարգացած օվկիանոսային կեղևով:

Իջվածքների փոքրասիական տիպը կազմել է Մեզոթետիսի եզրային շրջանները, մինչդեռ ապենինյան տիպի իջվածքները նշանավորում են Մեզոթետիսի առանցքային մասը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. III, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1966.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат Ереван, 1958.
3. Асланян А. Т., Сатиан М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
4. Жамойда А. И., Казинцева Л. И., Тихомирова Л. Б. Комплексы радиоларий Малого Кавказа. Известия АН СССР, сер. геол., № 2, 1976.
5. Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция мезо-кайнозойского вулканизма Кавказа и Передней Азии и его связь с тектоникой. В сб.: «Тектоника Средиземноморского пояса» (тезисы докладов). М., 1978.
6. Казьмин В. Г., Кулаков В. В. Офиолитовая формация северо-западной Сирии «Геол. и разведка», № 2, 1965.
7. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. М., «Наука», 1975.
8. Ломизе М. Г. Краевые офиолитовые швы альпид Ближнего и Среднего Востока «Геология и разведка», № 2, 1972.
9. Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса «Геотектоника», № 2, 1969.
10. Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблема происхождения и развития. М., «Мир», 1967.
11. Обуэн Ж. О тектонической природе офиолитов: ее аспект в Динаридах. «Офиолиты в земной коре» (тезисы докладов). М., «Наука», 1973.
12. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», № 4, 1969.
13. Сатиан М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1979.
14. Смит А. Д., Мурс Э. М. Эллиниды. В кн.: «Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса», т. I. М., «Мир», 1977.
15. Соколов С. Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М., «Наука», 1977.
16. Стокли Р. Развитие южной континентальной окраины древнего Тетиса. В кн.: «Геология континентальных окраин», М., «Мир», 1979.
17. Хаин В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. «Вестник МГУ», сер. геол., № 1, 1969.
18. Хаин В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. «Вестник МГУ», № 2, 1970.
19. Чирич Б. М. Развитие Динарид в альпийском цикле. «Геотектоника», № 6, 1967.
20. Штеклин Дж. Тектоника Ирана. «Геотектоника», № 1, 1966.
21. Штеклин И. Древняя континентальная окраина в Иране. В кн.: «Геология континентальных окраин». «Мир», М., 1979.
22. Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Paleogeographic and tectonic considerations on the ultramafic belts in the Mediterranean area. "Boll. Soc. Geol. It.", 1972, 91.
23. Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Major structural events related to ophiolites of the Tethys belt. "Ophioliti", 1976, № 1.
24. Aubouin J., Bonneau M., Davidson J., Leboulenger P. e. a. Esquisse structurale de l'Arc egeen externe: des Dinarides aux Taurides. "Bull. Soc. geol. France", 1976, № 2.
25. Bergougnan H. Structure de la Chaîne pontique dans le Haut-Kelkit (Nord—Est de L'Anatolie). "Bull. Soc. geol. France", 1977, v. 18, № 3.
26. Bernoulli D., Jenkyns H. Alpine, Mediterranean and central Atlantic mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys, In: "Modern and ancient sedimentation", Society Econom. Paleont. Min. Spec. Publ., 1974, № 19.

27. *Boccaletti M., Bortolotti V., Saggi M.* Ricerche sulle ofioliti delle Catene Alpine. I Osservazioni sull'Ankara Melange nella zona di Ankara. "Boll. Geol. Soc. It.", 1966, v. 85, № 2.
28. *Bortolotti V., Saggi M.* Ricerche sulle ofioliti delle Catene Alpine. I. Osservazioni sull'età e la giacitura delle ofioliti fra Smirne e Erzurum (Turchia). "Boll. Soc. Geol. It.", 1968, v. 87, № 4.
29. *Bortolotti V., Ficcarelli G., Manetti P., Passerini P. e. a.* A Jurassic sequence on top of the Zlatibor ultramafic Massif (Yugoslavia). "Boll. Geol. Soc. It.", 1971, v. 90.
30. *Brinkmann R.* Geology of Turkey. Stuttgart, 1967.
31. *Davoudzadeh M.* Geology and Petrography of the Area North of Nain. Central Iran. "Geol. Survey of Iran". 1972, report, № 14.
32. *Elter P.* La zona ofiolitica del Bracco nel quadro dell'Appennino Settentrionale. Guide alle escursioni. 66° Congr. Geol. It. Pisa—Genova Settembre, 1972.
33. *Folk R., McBride E.* Possible Pedogenic origin of Ligurian Ophiolite: A Mesozoic Calichified Serpentinite. "Geology", 1974, № 4.
34. *Forster H.* Association of volcanic rocks in the Mountains south of Sabzevar (NE Iran). In: "Intern. Geol. Congr. Rep.—XXIII Session". v. 2, Proc. Section 2. Volcanism and Tectogenesis. Prague, 1968.
35. *Garrison R.* Radiolarian cherts pelagic limestones and igneous rocks in eugeosynclinal assemblages. In: "Pelagic sediments: on Land and under the Sea". Spec. publ. "Intern. Assoc. Sediment.", 1974, № 1.
36. *Gianelli G., Passerini P., Sguazzoni G.* Studies of mafic and ultramafic rocks. 3. Some observations on mafic and ultramafic complex north of the Bolikardag (Taurus, Turkey). "Boll. Soc. Geol. It.", 1971, v. 91.
37. *Hsu K.* Paleogeography of the Mesozoic Alpine Tethys. "Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.", 1976, № 170.
38. *Ilhan E.* The green rocks of Turkey: their importance for the tectonic pattern of the Mediterranean Alpine orogenic belt. In: "Intern. Geol. Congr. Report. Twenty—Second session." India. part. IV, 1964.
39. *Lanzafame G., Spedea P., Tortorici L.* Provenienza ed evoluzione dei flysch Cretacico—eocenici della Regione Calabro—lucano. II: Relazioni fra ofioliti e flysch Calabro—lucano. "Ofioliti", 1978, v. 3, № 2/3.
40. *Mercler J., Vergeli P., Behlen J.* Les ophiolites helléniques "obductées" au Jurassique supérieur sont-elles les vestiges d'un Océan téthysien ou d'une mer marginale peri—européenne? "Bull. Soc. géol. France", 1975, v. 17, № 4.
41. *Miyashiro A.* Origin of the Troodos and other ophiolites: a reply to Hynes. "Ofioliti", 1978, v. 3, № 1.
42. *Nisbet E., Price J.* Siliceous turbidites: bedded cherts as redeposited ocean ridge—derived sediments. In: "Pelagic Sediments: on Land and under the Sea", Spec. publ. "Intern. Assoc. Sediment.", 1974, № 1.
43. *Piccardo C.* Le ofioliti dell'areale Ligure: petrologia e ambiente geodinamico di formazione. "Soc. Ital. Mineral. e Petrol.", 1977, № 1.
44. *Robertson A., Hudson J.* Pelagic sediments in the Cretaceous and Tertiary history of Cyprus. In: Spec. publ. "International Assoc. Sediment.", 1974, № 1.
45. *Robertson A.* Cyprus ophiolites: basalt—sediment relationships on a Mesozoic ocean ridge. "Journ. Geol. Soc." Lond., 1975, v. 131.
46. *Scandone P.* Triassic Seaways and the Jurassic Tethys ocean in the central Mediterranean area, "Nature", 1975, v. 256, № 5513.
47. *Schwan W.* Geology and Tectonics of the Central Amanos Mountains of Turkey. In: "Geology and History of Turkey", Tripoli, Libia, 1971.
48. *Wells A.* The Crush Zone of the Iranian Zagros Mountains, and its implication "Geol. Mag.", 1969, v. 106, № 5.

УДК 55(1) : 551.24 : 552.321.6

С. Б. АБОВЯН

ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ МАЛОГО КАВКАЗА
В ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ ТАВРО-КАВКАЗСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

На Малом Кавказе значительное развитие имеют два дугообразных офиолитовых пояса с.-з. простирания—Севанский и Вединский¹, с которыми ассоциируют мафит-ультрамафитовые интрузивные породы. Первый из них прослеживается вдоль Базумского, Ширакского и главным образом Севанского хребтов в Армянской ССР и характеризуется значительными размерами. К ЮВ он продолжается в бассейны рр. Тертер и Акера в Азербайджанскую ССР, в связи с чем в масштабах Малого Кавказа пояс известен под названием Севано-Акеринского. Второй—Вединский (Араксинский) пояс прослеживается в направлении сс. Арташат—Веди—Нахичевань, достигая наибольшего развития в бассейне р. Веди, и отличается значительно меньшими размерами. Между указанными двумя поясами отмечаются выходы ультрамафитовых пород небольших размеров—Апаранский и Арзаканский (рис. 1). Эти парные пояса продолжают на СЗ в Турцию и на ЮВ—в Иран и входят в состав офиолитов крупной Средиземноморской области, которая в пределах Турции, Кавказа и Ирана представлена Тавро-Кавказской [6] геосинклиналью, расположенной между Русской и Аравийской платформами.

Оба пояса играют важную роль в геологическом строении Малого Кавказа, который расчленяется на три оротектонических пояса, характеризующихся различной историей геологического развития (с СВ на ЮЗ): Антикавказский, Севанский и Араксинский [2]. Каждый из них состоит из двух и в одном случае из трех (Севанский пояс) тектонических зон, шириной в 30—35 км каждая, имеющих с.-з. простирание. Севанский офиолитовый пояс входит в состав Присеванской мегасинклинальной зоны Севанского оротектонического пояса. Вединский—в состав Ереванской мегасинклинальной зоны Араксинского оротектонического пояса, а Апаранский и Арзаканский выходы ультрамафитов—в Мисхано-Зангезурскую мегантиклинальную зону. Офиолитовые пояса выполнены мощными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями палеозоя, мезозоя и палеогена и возникли на границе различных тектонических зон—Присеванской мега-

¹ В последнее время А. Т. Асланяном и М. А. Сатяном [4, 5] выделяется также третий офиолитовый пояс (Зангезурский). В настоящей статье данный пояс не рассматривается.

синклинальной зоны с Сомхето-Карабахской мегантиклинальной зоной (Севанский пояс) и Ереванской мегасинклинальной зоны с Приараксинской мегантиклинальной зоной (Вединский пояс).

Наличие среди указанных поясов многочисленных массивов мафит-ультрамафитовых пород фиксирует собой зоны глубинных разломов, по которым отграничиваются друг от друга названные геотектонические зоны. Кроме того, глубинные разломы характеризуются наличием вдоль них гравитационных ступеней [8], обусловленных различной глубиной залегания поверхности Мохоровичича по обе стороны от разломов. Заложение последних произошло в досеноманское время, а в верхнем мелу и эоцене—в периоды наиболее интенсивного прогибания происходило их дальнейшее развитие.

Вопросами положения офиолитовых поясов Малого Кавказа в общей структуре Тавро-Кавказской альпийской геосинклинальной области занимались А. Т. Асланян [2], К. Н. Паффенгольц [17], М. А. Кашкай [9], В. Е. Хаин [19, 20], Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин [15], Э. Ш. Сихалибейли [32], П. Арни [Arni, 26], П. Викерслоот [Wijkerslooth, 52], Н. Эгеран, Э. Лан [Egeran, Lahn, 31], Р. Фюрон [18], Г. Г. Хесс [21], И. Кетин [10], Дж. Штёклин [23] и др.

Согласно П. Арни, а также Н. Эгерану и Э. Лану и И. Кетину в Малой Азии и Закавказье выделяются следующие тектонические зоны (с С на Ю): Понтиды, Анатолиды, Тавриды и Анатолийско-Иранские краевые складки. К Понтидам ими отнесены (с З на В): узкая полоса Понтийских гор, южная часть Черного моря и вся область севернее р. Куры, в том числе и Большой Кавказ. К Анатолидам отнесены область южнее Понтических гор (до Эрзерума и Эрзинджана), вся внутренняя Турция и междуречье Аракса и Куры, куда входят и рассматриваемые нами Севанский и Вединский офиолитовые пояса. Восточнее Анатолиды прослеживаются через Каспий к цепям Эльбурса. Южнее Анатолид расположены Тавриды, окаймленные с юга и юго-востока зоной Анатолийско-Иранских краевых складок. При этом Понтиды и Тавриды имеют альпийский возраст, а Анатолиды—герцинский.

П. Викерслоот вдоль указанных тектонических зон выделяет соответствующие офиолитовые пояса: северный—Понтический, южный—Таврский и центральный—Анатолийский.

Р. Фюрон приводит следующее сопоставление тектонических зон Турции и Ирана: 1. Южный бассейн Черного моря—депрессия южного Каспия. 2. Цепь Понтид—цепь Эльбурса—Гиндукуша. 3. Северо-Анатолийский сброс—сброс южного Гиндукуша. 4. Анатолиды (Мендересский и Керсихирский герцинские массивы)—возвышенное плато (герцинский массив) Центрального Ирана. 5. Цепь Таврид—цепь южных Иранид (Загрос). 6. Краевые складки Аманус-Кипр—краевые складки с.-в. побережья Персидского залива. 7. Краевой прогиб Месопотамии—краевой прогиб Персидского залива.

А. Т. Асланян, разбирая вопрос о взаимоотношениях оротектонических поясов Армении и сопредельных областей, выделяет следующие

пояс системы Эльбурса и Гиндукуша, 2. Центральный—Анатолийский пояс—ультрамафиты Апаранского и Арзаканского массивов¹ Мисханозангезурской мегантиклинальной зоны Малого Кавказа—ультрамафиты Центрального Ирана района гор. Найна и восточного ограничения глыбы Лут. 3. Южный—Таврский пояс—Вединский пояс—пояс системы Загроса. 4. Юго-восточный—Восточно-Таврский пояс (охватывает Армянский Тавр)—на востоке также соединяется с поясом системы Загроса. Для Анатолийского пояса устанавливается герцинский возраст, а для остальных поясов—альпийский (рис. 2).

Западное продолжение указанных поясов наблюдается на Балканах (Вардарский, Капаоникский, Боснинский, Мирдитский, Субпалагонический пояса), Апеннинах (Лигурийско-Тосканский) и Альпах (Пенинский и Валисский).

Понтический офиолитовый пояс контролируется зоной Главного Анатолийского разлома в Турции, «Главным надвигом» на Малом Кавказе и разломами системы Эльбурс-Гиндукуш в Иране и Пакистане. Пояс прослеживается от берегов Мраморного моря вдоль полосы южного побережья Черного моря в субширотном направлении. В районе гор. Эрзерума он изгибается на СВ и в этом направлении проходит через Меграшатские (Мумуханские) горы на Базумский хребет, где вновь принимает широтное простирание. На с.-в. побережье оз. Севан пояс изгибается на ЮВ, образуя дугу, обращенную выпуклостью на ССВ и через Севанский хребет переходит в бассейны рр. Тертер и Акера. В ю.-в. направлении он погружается под антропогеновые отложения Нижнеараксинской наложенной депрессии, появляясь далее на СВ Ирана, в районах Дигмана, Сабзевара и Мешхеда, где опять приобретает близширотное простирание. Наибольшая мощность пояса отмечается в пределах Турции, в районе гор. Чанкири—до 70 км.

Анатолийский офиолитовый пояс проходит вдоль средней Анатолии от района г. Ушак в ССВ направлении до района гор. Якопыкар, от куда изгибаясь к ЮВ к району гор. Конья, вновь приобретает ССВ направление. Примерно к западу от Эрзерума пояс сужаясь выклинивается и вновь появляется лишь на Малом Кавказе в пределах Апаранского и Арзаканского массивов. К ЮВ пояс продолжается в Центральный Иран, где он перекрыт палеоген-неогеновыми и четвертичными вулканогенными породами и обнажается лишь у гор. Найна и восточного окончания глыбы Лут. Наибольшая ширина пояса отмечается на западе около гор. Кютахья.

Тавро-Загросский офиолитовый пояс контролируется зоной разломов системы Западного и Центрального Тавра в Турции, Ереванским разломом на Малом Кавказе и зоной надвигов Загроса в Иране. Пояс прослеживается вдоль северного побережья Средиземного моря от района городов Фетхие и Мугла в с.-в. направлении до гор. Сондыклы,

¹ Возможно, сюда же относится вновь выделенный А. Т. Асланяном и М. А. Сатияном [4, 5] Зангезурский пояс.

откуда продолжается в широтном направлении до гор. Аксарай, затем изгибаясь дугообразно, сначала в ю.-в. направлении, вновь приобретает с.-в. простирание. В этом направлении пояс прослеживается до района гор. Эрзерум, где он стыкуется с северным—Понтийским поясом. К востоку от Эрзерума до района гор. Кагызман рассматриваемый пояс имеет широтное простирание, затем он уходит в ю.-в. направлении на территорию Малого Кавказа, слагая Вединский офиолитовый пояс. Отсюда он поворачивает на ЮЗ к оз. Урмия, южнее которого переходит в систему Загроса в Иран, слагая Загросский офиолитовый пояс. Юго-восточное продолжение пояса отмечается в Пакистане. Наибольшая ширина пояса около 80 км наблюдается в западной части в районе городов Мугла, Фетхие и Сондыклы. К востоку пояс сужается до 20 км, а еще восточнее в бассейне р. Веди—до 5—7 км.

Восточно-Таврский пояс контролируется зоной надвигов Восточного Тавра в Турции и прослеживается от острова Кипр на восток к заливу Искендерон в с.-в. направлении вдоль Восточного или Армянского Тавра и через район гор. Гулеман почти в субширотном направлении проходит к оз. Урмия. Здесь он плавно заворачивает на ю.-в., переходит в Загрос и, таким образом, смыкается с Тавро-Загросским офиолитовым поясом.

Следует отметить, что эти огромные и протяженные альпийские офиолитовые пояса с мафит-ультрамафитовыми интрузивами, приурочиваясь к стыкам разновозрастных и разнохарактерных мегаструктур Тавро-Кавказской геосинклинали, фиксируют собой контуры геосинклинальных и геоантиклинальных структур в мезозое и палеогене, повсюду контролируясь зонами глубинных разломов.

Касаясь возраста интрузивов мафит-ультрамафитовых пород, являющихся важной составной частью указанных офиолитовых поясов, следует отметить, что различная геологическая позиция этих пород и приуроченность их к участкам с весьма сложным геологическим строением, часто приводит к разногласию при определении возраста этих пород.

Р. Тромп [Tromp, 50] в Альпах в Пенинской зоне возраст ультрамафитов определяет как раннемеловой, а Э. Лебесс [Labesse, 1963]—в Лигурийской зоне как позднеюрский.

С. Ренц [Renz, 48], Ж. Обуэн [16] и Ж. Мерсье [Mercier, 43] относят ультрамафиты офиолитовых поясов Балканского полуострова к позднеюрскому времени, а Л. Кобер [Kober, 40]—к триасу-юре. Другая точка зрения по этому вопросу высказана Э. Бешичем [Besic, 27], который относит ультрамафиты к верхнему мелу.

Г. Хисслайтнер [Hissleitner, 34] приурочивает внедрение ультрамафитов Балкан и Анатолии к промежутку времени между средним и верхним палеозоем или к верхнему палеозою. Он считает, что интрузивы ультрамафитов сопровождаются первичными контактными изменениями только в палеозойских породах, а с мезозойскими и палеогеновыми породами они имеют тектонические контакты. Эта точка зрения разде-

ляется А. Циссарцем [Cissars, 29] для большинства ультрамафитов Югославии. Ван дер Кааден [Van der Kaaden, 38] ультрамафиты юго-восточной Турции относит к палеозойскому или раннемеловому возрасту, а А. Хельке [Helke, 33], исходя из предположения о катазональных условиях формирования ультрамафитов, считает их докембрийскими.

В. Е. Петрашек [Petrashek, 46], выделяя в Малой Азии интрузии перидотитов и эффузивные ультрамафиты, отмечает их связь с вулканогенно-осадочными образованиями геосинклинальных трогов верхнемелового возраста. А. Калафачиоглу [Kalafatcioglu, 39] в пределах Малой Азии выделяет наряду с верхнемеловыми ультрамафитами также палеозойские, а Г. Хольцер и Г. Колин [Holzer, Colin, 35] считают, что внедрение ультрамафитов Малой Азии происходило в промежутке между верхней юрой и верхним мелом.

Р. Фюрон большую часть офиолитов относит к верхнему мелу. И. Алтынлы [Altinli, 25] считает, что ультрамафиты района Эрзерума имеют два возраста—мезозойский и верхнемеловой—палеоценовый. А. Филиппсон [Philippson, 47] относит ультрамафиты Кипра и Тавра к постэоценовому времени. П. Арни возраст офиолитов Тавра в районе озера Бейшехир определяет как триасовый—нижнеюрский. По данным Г. Борхерта [Borchert, 28], Л. Дюбертре [Dubertret, 30] и Кетина, ультрамафиты Тавра относятся к верхнему мелу (турону-сенону) и палеоцену (по Кетину), причем Дюбертре считает, что офиолитовая серия, в том числе ультрамафиты и мафиты, являются эффузивно-осадочными образованиями, а Борхерт, в соответствии с данными Г. Штилле [24], рассматривает офиолиты как составные части инициального магматизма геосинклиналей, знаменующих собой начало геосинклинального цикла.

В. Грей [Gray, 32] указывает, что в Загросе офиолиты повсеместно перекрываются отложениями маастрихта. По данным Б. Мостофи и Е. Фрея [Mostofi, Gray, 45] в районе оз. Урмия, в полосе Хой Маку—Баязет мафит-ультрамафитовые интрузивные породы прорывают фаунистически охарактеризованные отложения среднего эоцена. Дж. Штеклин [23] считает, что внедрения офиолитовых интрузивов предшествовали или сопровождали самые ранние движения по линии надвига Загроса, происходившие в позднем мелу—палеоцене.

В Севано-Акеринском офиолитовом поясе А. Л. Книппер и Ю. Л. Костанян [11] считают, что возраст магматического происхождения ультрамафитов досеноманский, а их холодное внедрение («протрузии») относят к позднемеловому и палеогеновому времени. Л. С. Меликян и др. [14] возраст мафитов и ультрамафитов определяют как верхняя юра—низы верхнего мела, а их наличие среди отложений сенона и эоцена объясняют тектонической перемещенностью. Р. С. Малютин [13] ультрамафиты относит к верхнесенонскому (докампанскому) возрасту. А. Т. Асланян и М. А. Сатян [4] полагают, что возраст пород офиолитовой ассоциации необходимо рассматривать в аспекте неоднократно раскрытия линейментов и становления офиолитовых трогов. Первая начальная стадия охватывает конец поздней юры и ранний неоком и

проявляется фрагментарно, тогда как основная стадия формирования офиолитовых депрессий относится к альбу—нижнему сенону. С. Б. Абоян [1] выделяет три этапа внедрения мафит-ультрамафитовых пород: досеноманский, нижнесенонский-докампанский и эоценовый.

Приведенные выше данные позволяют объединить офиолиты и сопутствующие им мафит-ультрамафитовые интрузивные породы рассмотренных областей Средиземноморской геосинклинали в следующие возрастные группы: 1) домезозойские (нижнепалеозойские или докембрийские); 2) мезозойские, охватывающие интервал между триасом и ранним мелом; 3) позднемеловые (коньяк-сантон) и 4) палеоцен-эоценовые. Для палеозойских мафитов и ультрамафитов отмечается возрастная и генетическая самостоятельность мезозойского и палеогенового вулканизма (Хисслайтнер, Хельке), а для остальных возрастных групп—тесная связь с вулканогенно-осадочными толщами офиолитов.

По вопросу о возрасте офиолитов, в том числе и массивов мафит-ультрамафитовых пород, мы исходили из основного положения, установленного впервые Г. Штейнманом [49] и в дальнейшем разработанного Г. Штилле [24], Ю. А. Билибиным [7] и Борхертом, что офиолиты по времени возникновения приурочены к периоду заложения и становления геосинклинальных прогибов. С этой точки зрения в обширной альпийской зоне, охватывающей Альпы, Апеннины, Динариды, Малую Азию, Кавказ и Иран, заложение и развитие отдельных геосинклинальных прогибов происходило разновременно и охватывает палеозой и период от триаса до палеогена.

Так, Э. Лан [42], ставивший развитие офиолитовых поясов в связь с орогеническими движениями, считает, что последние в Турции начались в течение среднего мела: во внутренней (осевой) зоне Анатолии и постепенно прогрессировали оттуда по направлению к внешним (краевым) зонам. Исходя из этого он допускает офиолиты различного возраста в различных частях Анатолии: древние—во внутренних (осевых) зонах и более молодые (меловые)—во внешних (краевых) зонах.

Низкотемпературный контактовый метаморфизм мафит-ультрамафитовых массивов, часто полное его отсутствие, наличие галек указанных пород в отложениях более древних чем породы массивов, послужили основанием для появления представлений об их протрузиях и тектонических перемещениях. Так, А. Л. Книппер [12] предложил, что офиолитовые пояса рассматриваемого участка Гавро-Кавказской геосинклинали представляют собой аллохтонные пластины—шарьяжи серпентинитового меланжа, возникшие в результате пододвигания Африкано-Аравийской платформы под породы кристаллического основания северного побережья Тетиса. Многочисленные данные по мафит-ультрамафитовым комплексам Малого Кавказа, характеризующимся всеми признаками магматического становления (многофазное внедрение,

¹ Существование более древних—герцинских офиолитов, не уничтоженных в течение альпийского орогенеза, Э. Ланом не отрицается.

зональное строение, явления кристаллизационной дифференциации), а вмещающие их вулканогенно-осадочные породы—нормальным геологическим строением, не свидетельствует в пользу присутствия серпентинитового меланжа. Рассланцованные, брекчированные, реже превращенные в мукоподобный агрегат серпентиниты, встречающиеся среди ультрамафитовых пород, обычно приурочены к крутопадающим тектонически нарушенным зонам, часто продолжающимся и за пределами массивов, и имеют весьма подчиненное развитие, по сравнению с ненарушенными участками. Аллохтонному происхождению (шарьяжи пластин серпентинитов) офиолитовых поясов противоречат также геофизические данные сейсмостанции «Земля», показывающие, что разрез земной коры в рассматриваемых поясах Малого Кавказа представлен на всю ее 40—50 км мощность почти полностью офиолитовыми массивами, идущими на глубину на связь с верхней мантией [3].

По поводу отсутствия контактового метаморфизма мафит-ультрамафитовых массивов следует отметить, что они совместно с вмещающими их раннегеосинклинальными вулканогенно-осадочными толщами офиолитовой ассоциации принимали участие в последующих складкообразовательных движениях уже как твердые консолидированные тела. Вследствие этого часто развиваются многочисленные тектонические нарушения вдоль контактов массивов с вмещающими толщами, которые и стирают первичные контактовые взаимоотношения. Геологические наблюдения показывают, что эти нарушения незначительной амплитуды и противоречат утверждению о «тектоническом» становлении мафит-ультрамафитовых массивов.

Три главные разновидности пород характеризуют состав офиолитовых поясов: вулканогенно-осадочные толщи, состоящие из эффузивных пород основного состава (различных диабазовых порфиритов, спилитов), кремнистых пород (радиоляритов, кремнистых сланцев) и тесно ассоциирующих с ними мафит-ультрамафитовых интрузивных пород. Это «тройственное единство» пород (мафит-ультрамафиты, спилиты, радиоляриты) впервые было отмечено Г. Штейнманом, который установил понятие «офиолитовой серии» и отнес их образование к начальным циклам развития геосинклинали.

Во всех рассмотренных выше офиолитовых поясах вулканогенно-осадочные породы присутствуют примерно в одинаковых количествах и лишь местами наблюдаются вариации в количественных соотношениях между вулканогенными и осадочными породами. Так, в большинстве случаев в описанных поясах отмечается преобладание эффузивных пород, что указывает на эвгеосинклинальный характер их развития. Однако, в ряде случаев—в Загросе и местами в Тавридах наблюдается приуроченность поясов к зонам с типичным миеосинклинальным развитием, в которых преобладают осадочные породы. Некоторые вариации наблюдаются и в количественных соотношениях интрузивных пород—ультрамафитов и мафитов, в одних местах преобладают ультрамафиты, в других—мафиты.

М. Ильич, С. Карамата, В. Князевич [36] указывают, что в Сербии в области Грена Трейва, Майденек и Тикин-Сип-Стюбик преобладают ультрамафиты, а мафиты имеют подчиненное распространение, а в областях Дели Йован и Заглевик, наоборот, резко преобладают мафиты. По данным Ван дер Каадена, Хольцера и Колина, ультрамафиты в юго-восточной Турции в провинции Мугла резко преобладают над мафитами, а в провинции Малатья—преобладают мафиты при незначительном распространении ультрамафитов.

Мафиты в своем пространственном развитии приурочены к участкам распространения ультрамафитов и находятся с ними в различных взаимоотношениях. Отмечается несколько более позднее внедрение мафитов по отношению к ультрамафитам. Они образуют резкие контакты с ультрамафитами и часто включают ксенолиты последних [33, 34, 35]. Наряду с такими более поздними мафитами, наблюдаются одновременные с ультрамафитами мафиты, связанные друг с другом постепенными переходами через полевошпатовые перидотиты, троктолиты и оливиновые габбро. Такие взаимоотношения описаны для ультрамафитов и мафитов северо-западной Сирии, турецких областей Хетай (Кызыл-даг, Днабей Муса) [30] и Гулеман [33], острова Кипр [44], а также Югославии в массивах Дели Йован и Дакоты [37].

С офиолитовыми поясами Турции, Малого Кавказа и Ирана связан ряд месторождений полезных ископаемых, среди которых наиболее важное значение имеют месторождения хромита. Концентрации платины, никеля, титаномагнетита, магнезита и асбеста незначительны и не имеют промышленного значения. Следует отметить, что массивы ультрамафитов северного—Понтического пояса в пределах Турции, Армении, Азербайджана и Ирана содержат сравнительно мелкие месторождения хромитов с запасами руд, не превышающих 40—50 тыс. т. Главные запасы хромитовых руд Тавро-Кавказской геосинклинальной области (17—18 млн. т.) сосредоточены в пределах южного—Таврского пояса, самый богатый участок которого расположен в Турции к ЮВ от Кершихирского массива (Гулеман).

Из приведенных выше данных по Турции, Малому Кавказу и Ирану можно отметить следующие основные положения:

1) Различные тектонические зоны Турции, Малого Кавказа и Ирана отграничиваются друг от друга региональными глубинными разломами, вдоль которых развиты офиолитовые пояса с ультрамафитами и мафитами: северный—Понтический—Севано-Акеринский—Эльбурсский пояса; центральный—Анатолийский пояс—выходы ультрамафитов Апаранского и Арзаканского массивов в Мисхано-Зангезурской зоне Армении—полоса ультрамафитов в районе г. Найна и восточного ограничения глыбы Лут в Иране; южный—Таврский—Вединский—Загросский пояса; юго-восточный—пояс острова Кипр—Восточно-Таврский пояс—Загросский пояс.

2) Для всей описываемой геосинклинальной области характерно парное расположение разновозрастных офиолитовых поясов (рис. 2).

часто наблюдаемое во многих регионах земного шара [21]: варисцийского возраста: Анатолийский пояс, ультрамафиты Апаранского и Арзаканского массивов (Армения), полоса ультрамафитов района г. Найна и восточного ограничения глыбы Лут (Иран)—пояс Большого Кавказа; альпийского возраста: Понтический, Севано-Акеринский, Эльбурский—Таврские, Вединский, Загросский пояса.

3) Среди указанных поясов выделяются мафит-ультрамафиты палеозойского или докембрийского, триас-раннемелового, позднемелового и палеоцен-эоценового возрастов. Разновозрастность этих пород объясняется разновременным происхождением геосинклинальных прогибов в различных участках альпийской зоны, с заложением и становлением которых связано возникновение офиолитов.

4) Мафит-ультрамафитовые породы в офиолитовых поясах развиты в различных количественных соотношениях—в одних участках преобладают ультрамафиты, в других—мафиты. Наряду с несколько более поздними по отношению к ультрамафитам мафитами, отмечаются мафиты, связанные с ультрамафитами постепенными переходами.

5) С интрузивами офиолитовых поясов генетически связаны месторождения и проявления хромита, платины, никеля, титаномagnetита, магнезита и асбеста. Из них промышленное значение имеют только месторождения хромита.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 4 V 1979

Ս. Բ. ԱՐՈՎՅԱՆ

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԳՈՏԻՆԵՐԻ ԴԻՐԳԸ ՏԱՎՐՈ-ԿՈՎԿԱՍՅԱՆ ԳԵՈՍԻՆԿԼԻՆԱԼԻ ԸՆԴՀԱՆՈՒՐ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում քննարկվում են Տավրո-Կովկասյան գեոսինկլինալի մեջ մտնող, Ռուսական և Արաբական պլատֆորմների միջև ընկած Փոքր Կովկասի՝ Սևանի և Վեդու, ինչպես նաև արևմուտքում՝ դեպի Թուրքիա, իսկ արևելքում՝ դեպի Իրան տարածվող օֆիոլիտային գոտիների հարցերը: Սևանի գոտին արևմուտքում միանում է Պոնտոսի, իսկ հարավ-արևելքում՝ էլբուրսի գոտիներին, Վեդու գոտին արևմուտքում միանում է Տավրոսի, իսկ հարավում՝ Զագրոսի գոտիներին: Ապարանի և Արզականի ելքերը արևմուտքում համապատասխանում են Անատոլիական, իսկ հարավ-արևելքում՝ Կենտրոնական Իրանի գոտիներին:

Հաստատվում է, որ միահասակ մաֆիո-ուլտրամաֆիտային ինտրուզիաներ պարունակող օֆիոլիտային գոտիներն ունեն զույգ տեղադրում և պայմանավորում են տարբեր տեկտոնական գոնաներ սահմանազատող խոր խզվածքների գոտիները: Բերվում են նաև տվյալներ օֆիոլիտային գոտիների կազմի, հասակի և նրանց հետ ծագմամբ կապված օգտակար հանածոների մասին:

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б., Геворкян Г. М. Некоторые вопросы геологического положения гипер-базитов Армянской ССР и перспективы их хромитонности. Докл. АН Арм. ССР, т. XLIX, № 2, 1969.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», 1958.
3. Асланян А. Т., Вегуни А. Т., Милай Т. А., Никольский Ю. И., Сироткина Т. Н. Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1975.
4. Асланян А. Т., Сатиан М. А. Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа. Докл. АН Арм. ССР, т. LXV, № 4, 1977.
5. Асланян А. Т., Сатиан М. А.—К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXV, № 4—5, 1977.
6. Белоусов В. В. Большой Кавказ, 4, III, Тр, ЦНИГРИ, вып. 126, 1936.
7. Билибин Ю. А.—Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
8. Габриелян А. А., Татевосян Л. К. Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.
9. Кашкай М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, 1947.
10. Кетин И. Тектонические структуры Анатолии (Малая Азия). «Геотектоника», № 3, 1966.
11. Книппер А. Л., Костанян Ю. Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан. Известия АН СССР, сер. геол., № 10, 1964.
12. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. «Наука», 1975.
13. Малютин Р. С. Хромитонность ультраосновных массивов офиолитовой формации Азербайджана. Известия АН СССР, сер. геол., № 3, 1967.
14. Меликян Л. С., Паланджян С. А., Чибухчян З. О., Вартазарян Ж. С. К вопросу о геологической позиции офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967.
16. Обуэн Ж. Геосинклинали (проблемы происхождения и развития). «Мир», 1967.
17. Паффенгольц К. Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1970.
18. Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Изд. ИЛ, 1945.
19. Хаин В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Вестник МГУ, Геология, № 4, 1968.
20. Хаин В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. Вестник МГУ, Геология, 2, 1970.
21. Хесс Г. Г. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез. Сб. «Земная кора», Изд. ИЛ, 1957.
22. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития северо-восточной части Малого Кавказа. Часть 2. Изд. АН Азерб. ССР, 1966.
23. Штеклин Дж. Тектоника Ирана. «Геотектоника», № 1, 1966.
24. Штилле Г. Введение в строение Америки. «Мир», 1964.
25. Altinli I. E. Geology of Eastern and Southeastern Anatolia. Bull. Min. Res. Expl. Inst. Turkey, № 66, 1966.
26. Arnl P. Tektonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarten Gebiete. "Melea" veroff. Inst. Lagerstätten Forschungen der Türkei, Serie B. № 4, Ankara.
27. Besic Z. Das Problem der Fartenvertretung in den Dinariden Jugoslawiens. Congr. geol. int. C. R. 19 secc. Alger, 1952; fasc. B ed. 1954.
28. Borchert H. Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten. Neues Jahrb. Mineral. Abh., 91, 1957.
29. Clissars A. Lagerstätten und Lagerstättenbildung in Jugoslavie. Belgrad, 1956.

30. *Dubertret L.* Geologie des roches vertes du Nord—ouest de la Syrie et du Hat-tay (Turquie), Paris, 1953.
31. *Egeran N., Lahn L.* Note zur la carte scsmique de la Turqui. M. T. A. Ankara, 1944.
32. *Gray W. A.* Tectonic Window in South—Western Iran. Quart. J. Geol. Soc. v. CV pt. 2, 1950.
33. *Helke A.* The Metallogeny of the chromite deposits of the Guleman District Turkey. "Econ. geol.", v. 57, 1962.
34. *Hissleitner G.* Serpentin und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teils von Kleinasien. Jahrb. d. geol. Rundes Anstalt. Sonderband. I Teil, Wienn, 1951—1952.
35. *Holzer H., Colin H.* Beitrage zur Ophiolitfrage in Anatolien (Turkey). Jahrb. d. Geol. Bundesanst, 100, Heft 2, 1957.
36. *Ilic M., Karamata S., Knezevic V.* Serpentinites and ultramafic rocks of east Serbia. Carpatho—Balkan Geological Association. VIII Congres. Belgrado. 1967.
37. *Ilic M., Karamata S., Popovic A., Simic J.* Фелдснат-перидотитске стене шулана (Баковички ультрамафитски масив). Голошких анала Балканског. полуостров. книга XXXIII, Београд, 1967.
38. *Kaaden van der G.* On relationship between the composition of chromites and their tectonic—magmatic position in peridotite bodies in the SW Turkey. Bull. of the mineral research and exploration Institute of Turkey, № 52, 1959.
39. *Kalafatcioglu A.* A note on the geology of the region between Tavsanli and Dugnardi and on the age of the serpentinites and Limestones. "Bull. Miner. res and explor Inst. of Turkey", 58, 1962.
40. *Kober L.* Leitlinien der Tectonic Jugoslaviens. 1952.
41. *Lebessa B.* Sur les ophiolites et les breches associees dans l'Alpenin serpentinalc Bull. Soc. Geol. Fr., t. 4, № 6, 1962.
42. *Lahn E. (Jihan).* The green rocks of Turkey: Their importance for the tectonic pattern of the eastern part of the mediterranean alpine orogenic belt. Internal Geol. Congr. XXII session, part IV, proceeding of section A, 1964.
43. *Mercler J.* Sur l'Age des ophiolites de la Macedonie Centrale (Grece). C. R. Somm Soc. Geol. Fr. fase. 10, 1961.
44. *Moors E. M., Vine F. J.* The Troodes massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evolution and implication. Philos. Trans. Roy. Soc. London, A. 208 № 1192, 1971.
45. *Mostofi B., Frey E.* Geological map of Iran. 1:250000 with exploratory notes compiled by the geological start of Iran oil company, 1959.
46. *Petrachek W. E.* Intrusiver und extrusiver Peridotit—magmatismus in appinotipen Berich. "Geol. Rundschau", band 48, 1959.
47. *Philippson A.* "Kleinasien" in "Handbuch der Regionalen Geologie", 1918.
48. *Renz C.* Stratigraphie Grichenlands (Die verneogene stratigraphie der normal sedimentaiten Formationen Grichenlands). Athens. Inst. for geol. und subsurface research, 1955.
49. *Steinman G.* Die ophiolitischen zonen in der mediterranen Keltengebirge. G. R. 14 Congress Geol. Intern. Madrid, 2. 1926.
50. *Trumpy R.* Paleotectonic evolution of the central and western Alps. Bull. Geol Soc. Amer., v. 76, № 6, 1960.
51. *Wijkerslooth P. de.* Die Chromerzprovinz der Turkei und des Balkans und ihr Verhalten zur Grosstektonik diser Lahander. M. T. A., 7, 1942.

УДК 551—763.552.311.551.24(479—25)

Л. С. МЕЛИКЯН

ОФИОЛИТЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СЕВАНСКОГО ХРЕБТА: СТРУКТУРА, УСЛОВИЯ СТАНОВЛЕНИЯ

Геология Севанского офиолитового пояса нашла свое отражение в работах многих исследователей, тем не менее здесь остаются весьма спорными некоторые аспекты становления офиолитов, соотношения мафит-ультрамафитовых массивов с вмещающей вулканогенно-осадочной толщей и ряд других важных вопросов.

Проведенными в последние годы работами на ю.-в. половине Севанского хребта—одного из характерных сегментов центральной части пояса, нами получены данные, вносящие некоторую ясность в отмеченные вопросы.

При изучении этой территории особое внимание обращалось на выделение естественных геологических ассоциаций пород, объединяемых в разные по возрасту, составу и строению толщи, на выяснение соотношения с ними мафит-ультрамафитовых массивов, стратиграфического и структурного их положения.

По полученным данным в наблюдаемом разрезе территории самой нижней является толща диабазов. Вскрывается она в основании юго-западных склонов Севанского хребта (промежуток между рр. Буратапа и Дариндара) при общей протяженности до 12 км. Ширина обнажений ее в плане колеблется от 200 до 3000 м. Простираение толщи параллельное близширотному простираению всего офиолитового пояса. Она по простираению ограничивается разломами и стыкуется с породами офиолитовой толщи. Среди слагающих ее пород выделяются диабазы, базальтовые и плагиоклазовые порфириты, а также пирокластические и осадочные образования, имеющие ограниченное развитие. Наблюдаются дайки и мелкие штокообразные тела диабазов, габбро-диабазов, липарито-дацитовых порфиров, плагиогранитов, кварцевых микродиоритов и диорит-порфиритов. Вдоль северного эндоконтакта толщи, в полосе шириною до 150—200 м картируются подушечные лавы, в пределах которых устанавливаются эшелонированные дайки габбро-диабазов. Рассматриваемая толща в целом имеет азимут падения 0—30°, при углах падения 60—70°.

Выше по разрезу, на диабазах, согласно, без базальных конгломератов, залегают породы, входящие в состав офиолитовой толщи. Последние в разрезе сегмента имеют широкое развитие, характеризуются весьма сложным составом и строением. Слагающие ее породы—это диабазы, базальтовые и андезитовые порфириты, спилиты, вулканические

брекчии и туфоосадочные образования, пачки, линзы и прослои радиоларитов сургучно-красного цвета, алевролиты, известняки, песчаники, конгломераты, кремнисто-известковые породы, рифовые известняки и др. Эти отложения пронизаны секущими телами ультрамафитов и габброидов, реже более кислых пород.

В пределах офиолитовой толщи, мощность которой, по нашим данным, ориентировочно составляет 4—4,5 км [10], картируются выходы пород древнего метаморфического фундамента, отличающиеся по составу и характеру от динамометаморфитов, развитых вдоль тектонических швов. Кроме того, встречаются блоки юрско-нижнемеловых осадочных пород, а также пород надофиолитового чехла. Местонахождение последних маркируют омоложенные продольные разломы, ограничивающие офиолитовую толщу (в поперечном направлении). Весь набор разнообразных по составу и размерам блоков и глыб древних и более молодых образований «плавает» в офиолитах.

Офиолитовая толща и толща диабазов приурочены к ядру крупной антиклинальной складки. Однако по внутреннему строению указанные толщи, несомненно, более деформированы, чем крылья антиклинали, сложенные породами «чехла». Общим для пород ядра и крыльев является простирание, в то время как между ними наблюдается резкое угловое несогласие. Азимут падения для пород ядра составляет 0—30°, при углах падения 60—80°, что подчеркивает моноклинальное их залегание. Это является отражением узкой—сжатой изоклинальной складчатости, с размытыми или почти размытыми призамковыми частями складок. Изоклинальная складчатость, по-видимому, была обусловлена интенсивным сжатием (направленным с юга, юго-запада) и надвигообразованием в раннем орогенном этапе (в нижнеконьякское время), когда завершилось формирование офиолитового структурного подэтажа.

Важное место во внутреннем строении офиолитовой толщи занимают массивы ультрамафитов и габброидов, ориентированные часто согласно, а местами—поперечно по отношению к общему залеганию офиолитовой толщи. Они подчиняются расположению продольных и поперечных магмоконтролирующих разломов.

Внутреннее строение офиолитовой толщи осложнено также наличием мелких блоков—клиньев тектонического характера, их дифференциальной перемещенностью и перемещенностью всей толщи, наличием характерных участков цветного меланжа¹, а также поздними оползневыми явлениями по полосам крупных продольных и поперечных разломов и по участкам цветного меланжа.

По имеющимся в настоящее время данным можно считать доказанным связь Севанского офиолитового пояса с зоной близвертикально-

¹ Под термином «цветной меланж» мы понимаем участки позднего интенсивного дробления и перемещения пород офиолитовой ассоциации по разноориентированным разломам, по узлам их пересечений. Эти образования не имеют ничего общего с «серпентинитовым меланжем», существование которого на Малом Кавказе мы считаем несоответствующим действительности.

го глубинного разлома, достигшей верхней мантии [1, 7, 10, 12 и др.]. В окончательном становлении и в формировании характерных структурных особенностей офиолитов определенную роль играли интенсивные тектонические подвижки. Амплитуда этих подвижек в горизонтальном и вертикальном направлении не превышала первые километры (по горизонтали относительно больше). В подтверждение сказанного мы исходим из ряда конкретных фактов [10], наряду с которыми весьма ценными являются особенности пространственного распределения массивов ультрамафитов и габброидов офиолитовой ассоциации, их внутреннего строения и соотношения с вмещающими вулканогенными и осадочными образованиями. Размещены они крайне неравномерно. Наиболее насыщена массивами ультрамафитов и габброидов юго-восточная часть сегмента (район с. Караиман-Гейдара), тогда как в центральной части, между сс. Караиман-Кясаман эти образования почти отсутствуют, и вновь появляются северо-западнее. Полученные данные указывают на подчиненность размещения мафит-ультрамафитов мозаике блоков, каждый из которых ограничен швами продольного (с.-з. простирания) глубинного разлома и поперечными (трансформными) разломами глубокого заложения [10]. Важная роль разломов последнего типа в строении Севанского офиолитового пояса подчеркивалась неоднократно [7, 11 и др.]¹.

Редкие выходы ультрамафитов и габброидов в центральном блоке характеризуются и малыми размерами. Как и другие блоки сегмента он в широтном направлении ограничен крупными трансформными разломами (северного, северо-восточного простирания). Особенности внутреннего строения и наличие магматических брекчий габбро и плагиогранитов ряд других признаков позволяют считать, что при становлении ультрамафитов и габброидов, а также в период позднего магматизма, центральный блок (7—8×3—5 км) испытал интенсивное сжатие.

Расположенный северо-западнее Кясаманский блок наряду с другими особенностями отличается наличием пород метаморфического характера (на с.-в. половине). Здесь ультрамафиты и габброиды в современном эрозионном срезе обособляются в Кясаманский габбро-перидотитовый массив эллипсоидальной, слабо вытянутой в поперечном направлении штокообразной формы. В окружении массива имеется ряд мелких, разобщенных выходов серпентинитов, габбро и плагиогранитов. На северо-западе Кясаманский блок ограничен Гейсуйским, а на юго-востоке-Буратапинским поперечными скрытыми разломами.

Юго-восточный, Караиман-Гейдаринский блок вмещает крупные массивы ультрамафитов и габброидов. Примечательной его особенностью, наряду с другими, является более заметное развитие продуктов постеофиолитового магматизма, относящегося к комплексу чехла. По

¹ Следует отметить необходимость геофизического обоснования этих разломов, большинство из которых скрытые и недостаточно конкретно проявлены на поверхности.

всем признакам данный блок протяженностью до 30 км. при ширине в 6—7 км. был участком интенсивного растяжения, ориентированного в с.-в.—ю.-з. направлении. Поперечные скрытые разломы расчленяют его на мелкие блоки, включающие обособленные тела ультрамафитов и габбро. Учитывая структурные особенности внутреннего строения и состава, разномасштабность, считаем возможным в пределах этого блока выделить (с СЗ на ЮВ) Западно-Джанахмедский и Джанахмедский габбро-перидотитовый, Агехуш-Зодский ультрамафитовый, Зодский габбро-перидотитовый и Зод-Гейдаринский ультрамафитовый массивы¹.

Западно-Джанахмедский и Джанахмедский габбро-перидотитовые массивы (рис. 1) приурочены к с.-з. окончанию Каранман-Гейдаринского блока. Восточнее вскрывается Джанахмед-Зодский массив ультрамафи-

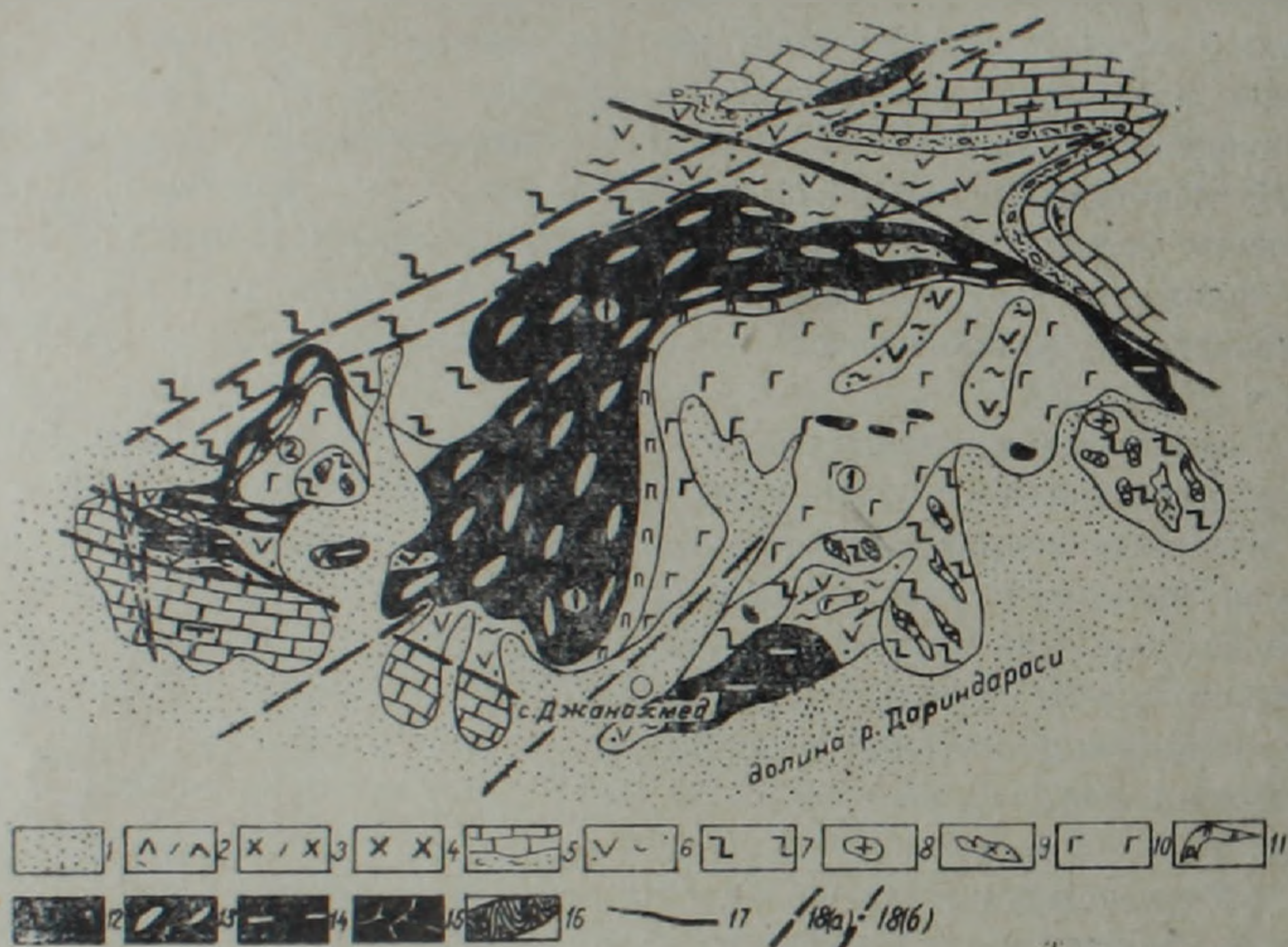


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Джанахмедского (1) и Западно-Джанахмедского (2) массивов (по Л. С. Меликяну). 1—Наносы (современные); 2—липариты, андезиты, андезито-базальты (миоплиоцен); 3—андезито-дацитовые, андезитовые субвулканические тела (миоплиоцен); 4—диорит-порфиры, гранодиориты (эоцен); 5—известняки, алевролиты, конгломераты, конгломерато-брекчии (коньяк-сантон); 6—вулканогенно-осадочные образования офиолитовой толщи; 7—эффузивы диабазовой толщи; 8—плагнограниты, 9—дацитовые порфиры; 10—габброиды; 11—пироксениты; 12—ультрамафиты габбро-перидотитовых массивов; 13—дайки, линзы, шлировидные тела микрогаббро, исситов и др. в ультрамафитах; 14—ультрамафиты Джанахмед-Зодского массива; 15—ультрамафиты Зод-Гейдаринского массива; 16—метаморфические породы (фундамента); 17—швы глубинного разлома; 18—трансформные разломы (и поперечные складки): а) предполагаемые, б) активизированные.

¹ Ранее эти массивы объединялись в «Каранман-Зодский габбро-перидотитовый» единый массив [1, 2].

тов общей протяженностью до 10 км. В центральной части находится Зодский габбро-перидотитовый массив (рис. 2), который через 3—3,5 км сменяется ультрамафитами Зод-Гейдаринского массива.

Джанахмед-Зодский и Зод-Гейдаринский массивы ультрамафитов являются наиболее крупными по размерам и своеобразными по составу. Сложены они, в основном, гарцбургитами и апогарцбургитовыми серпентинитами. Это массивы, которые практически не сопровождаются габброидами. Залегание их (азимут падения $0-30^\circ$, при углах падения $50-80^\circ$) согласное с вмещающими вулканогенно-осадочными образованиями офиолитовой ассоциации. Они по размерам, соответственно, достигают $10 \times 1,5-4$ км и $15 \times 2-6$ км. Массивы эти однофазные и представляют интрузии раннего этапа магматизма в зоне глубинного разлома.



Рис. 2. Схематическая геологическая карта восточного окончания Джанахмед-Зодского, Зодского и Зод-Гейдаринского массивов (по Л. С. Меликяну). Условные обозначения смотри к рис. 1.

Джанахмед-Зодский массив резко сужается к СЗ (правый берег широкой долины р. Дариндарасы), распадаясь на ряд мелких тел по его южной и северной границам. По простиранию эти выходы сливаются с ультрамафитами Джанахмедского массива. Во внутреннем строении последнего близширотные элементы залегания отмечаются лишь по северной и южной невыдержанным границам (как продолжение Джанахмед-Зодского массива), тогда как к СЗ простирание границ Джанахмедского массива меняется, соответственно, на юго-запад и северо-восток, в результате чего этот массив замыкается четким поперечным контуром, приобретая северо-западное падение (см. рис. 1).

Джанахмедский массив, как многофазный и многофациальный, отличается широким разнообразием слагающих пород, закономерно сменяющихся в разрезе и латерально. Центральная часть массива представлена габброидами площадью примерно 8 км^2 (4×2 км), с.-в.—ю.-з. простирания. В составе их преобладают мезо- и меланократовые разности

большого фациального диапазона. Габбровая сердцевина иногда вмещает мелкие тела серпентинизированных ультрамафитов и обычно окружена широкой ультрамафитовой оторочкой, мощность последней находится в обратной зависимости от ширины габбровой сердцевины — она колеблется от нескольких десятков метров на севере до 2 км в юго-западе массива, где габбровая сердцевина выклинивается (рис. 1). Непосредственно за габброидами следует кайма пироксенитов, а далее за ней вскрывается полоса серпентинизированных дунит-лерцолитов и далее — гарцбургитов (более широкая). Переходы между ультрамафитами постепенные. В дунит-лерцолитовой полосе имеются тела родингитов, иногда довольно значительных размеров. Ультрамафиты вмещают также дайкообразные, линзообразные, шлировидные тела меланократовых габбро (чаще микрогаббро и роговообманковые разновидности — исситы, реже — габбро-порфириды и оливинсодержащие габбро). Расположение их в плане согласуется с извилистым контуром вмещающего массива. На юго-восточной стороне габбровая сердцевина Джанахмедского массива не замыкается оторочкой ультрамафитов и приходит в контакт с вулканиками диабазовой толщи. Контакт этот согласный с с.-з. границей массива. Диабазовый останец фактически служит разделом габброидов Джанахмедского массива и ультрамафитов более восточного Джанахмед-Зодского массива. Следует отметить, что диабазовые порфириды по ЮВ краю Джанахмедского массива рвутся дацитовыми порфирами и плагногранитами (последние мы рассматриваем в составе габбро-перидотитового комплекса). Как видно, для внутреннего строения массива характерно зональное размещение продуктов офиолитового интрузивного магматизма — от ультрамафитов (на северо-западе) до плагногранитов (на юго-востоке). Постранственное их расположение контролируется геолого-структурными факторами, такими как, прежде всего, поперечной ориентировкой северо-западного контура Джанахмедского массива согласно с внутренним строением вмещающих вулкаников и, самое главное, со скрытыми разломами поперечного простирания.

К северо-западному окончанию Каранман-Гейдаринского блока мы считаем приуроченным также Западно-Джанахмедский габбро-перидотитовый массив (рис. 1). По геолого-структурным и петрографическим особенностям это аналог Джанахмедского массива, уступая лишь своими размерами. Он также контролируется указанной выше полосой скрытых поперечных разломов, проявляясь вполне согласно с Джанахмедским массивом и вскрывается на том участке, где южное окончание Джанахмедского массива описывает заметный изгиб на восток (рис. 1).

Западно-Джанахмедский массив, размеры которого не превышают $1,5 \times 1,0$ км, в центральной части сложен габброидами (мезо-, реже меланократовыми габбро), далее к западному контуру — пироксенитами, переходящими в перидотиты с небольшими участками дунит-лерцолитов. Площади выходов габброидов и ультрамафитов, как и в Джанахмедском, пропорциональны общему объему массива. Западно-Джанахмед-

ский массив вытянут в меридиональном направлении и имеет западное (северо-западное) падение под крутым углом. Оторочки ультрамафитов у этого массива на лежащей—веточной стороне также не замыкаются, и в контактируемых с габброидами диабазах обычны секущие тела плагиогранитов и дацитовых порфиров.

В Джанахмед-Зодском перидотитовом (гарцбургитовом) массиве габброиды в основном, отсутствуют. В его центральной части ширина выхода ультрамафитов достигает 4 км. С приближением на востоке к Зодской поперечной структурной зоне, массив суживается до 2,0—1,2 км и далее распадается на мелкие тела серпентинитов (рис. 2).

Размещенный восточнее и ориентированный поперечно Зодский габбро-перидотитовый массив площадью 3,0×3,0 км, как и предыдущие габбро-перидотитовые массивы, также многофазен и многофациален. Причем между южной габбровой и северной ультрамафитовой полями массива картируются постепенные переходы. За меланократовыми габброидами четко проявлена полоса пироксенитов (узкая, но выдержанная), сменяющаяся далее полосой дунит-лерцолитов, переходящих к северу в гарцбургиты. В более северных частях и к востоку в ультрамафитах появляются мелкие тела неправильных очертаний микрогаббро и исситов (рис. 2), ориентированных в близширотном, реже—в поперечном направлениях. Переплетение габброидов с ультрамафитами здесь иногда бывает настолько тесным, что затрудняется их выделение при картировании.

В пограничной зоне габбро с ультрамафитами, в центральной части массива, развиты гибридные разности габброидов, а в следующей, дунит-лерцолитовой полосе—линейно-вытянутые, сложные по строению тела габбро-пироксенит-дунит-лерцолитового состава или пироксениты, а также небольшие дайки и линзы родинитов. Итак, для Зодского массива, более сложного по составу слагающих пород, также характерна определенная внутренняя зональность.

На наш взгляд, Зодский массив служит показательным примером тех закономерностей пространственного распределения интрузивных массивов офиолитовой ассоциации, которые вскрываются в связи с приуроченностью их к трансформным скрытым разломам древнего заложения. Последняя здесь достаточно определенно прослеживается на северо-восток в бассейн р. Конгур (и севернее), а также на юго-запад, контролируя мелкие, разобщенные выходы серпентинитов и габброидов, и что весьма заметно крупные выходы—клинья пород метаморфического фундамента.

На восточном и юго-восточном продолжении Зодский массив тесно переплетается с Зод-Гейдаринским массивом ультрамафитов. Вследствии этого габброиды Зодского массива в виде вытянутых, узких полос прослеживаются в пределах последнего на протяжении первых километров. Ультрамафиты Зод-Гейдаринского массива с удалением от Зодской поперечной полосы постепенно расширяются (рис. 2) и на меридиане села Гейдара их ширина достигает максимума—5—6 км.

Таким образом, для Джанахмед-Зодского и Зод-Гейдаринского массивов устанавливается четкая закономерность—максимальная ширина слагающих их ультрамафитов наблюдается там, где выходы габброидов либо полностью отсутствуют, либо весьма незначительны. В обоих массивах максимальная ширина устанавливается на определенном удалении от Зодской поперечной полосы, равном половине общей длины каждого массива.

В заключение следует отметить, что, как стало ясно из разреза центральной части Севанского офиолитового пояса, массивы ультрамафитов и габброидов тесно сочетаются с вулканогенно-осадочными образованиями офиолитовой ассоциации, вместе с этим вскрывающаяся в основании разреза толща диабазов указывает на проявление довольно интенсивного вулканизма, предшествовавшего становлению офиолитов.

Выявленные геолого-структурные особенности пространственного размещения массивов ультрамафитов и габброидов, особенности их внутреннего строения и морфологии указывают на их тесную взаимосвязь с мозаично-блоковой структурой всего пояса. В частности, устанавливается приуроченность массивов габбро-перидотитов к узлам пересечений швов продольного глубинного разлома и трансформных разломов глубокого заложения. При этом в составе габбро-перидотитовых массивов наблюдается определенная взаимосвязь слагающих их пород и закономерное их чередование.

Наиболее широкое развитие массивов ультрамафитов отмечается с удалением от полос трансформных разломов и соответственно—от массивов габброидов. Массивы ультрамафитов развиваются по швам продольного глубинного разлома, на интервалах, вне влияния трансформных разломов древнего заложения.

Полученные нами данные не согласуются с известными представлениями ряда исследователей о шарированности офиолитов на значительные расстояния и роли «серпентинитового меланжа» в качестве важного элемента их строения.

Интенсивная дислоцированность во внутренней структуре офиолитовой зоны, перемещение блоков, формирование надвигов является результатом подвижек раннего орогенного этапа (ларамийская фаза). В дальнейшем степень дислоцированности пород офиолитового пояса возрастает в связи с более поздними фазами складчатости.

Все приведенные выше данные, полученные в результате детального картирования центрального сегмента Севанской офиолитовой зоны, свидетельствуют об автохтонности офиолитов севанского типа и их приуроченности к зоне глубинного разлома. Это соответствует представлениям А. Т. Асланяна, А. А. Габриеляна и других исследователей Малого Кавказа.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 27.05.1979.

ՍԵՎԱՆԻ ԼՆՌՆԱՇՂԹԱՅԻ ՀԱՐԱՎ-ԱՐԵՎԵԼՅԱՆ ՄԱՍԻ
ՕՖԻՈԼԻՏՆԵՐԸ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ, ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Սևան-Աքերայի գոտու կենտրոնական մասի երկրաբանական կտրվածքի հիմքում, ի տարբերություն Արևմտյան—միջերկրածովային ավազանի օֆիոլիտային զոնաների կտրվածքների, մերկանում են ոչ թե ուտրամաֆիտներ, այլ էֆուզիվ ապարներ (դիաբազային հորիզոն)։

Օֆիոլիտային ապարների համալիրի գոյացման պայմանների մասին որոշակի տեղեկություններ կարելի է ստանալ ուտրամաֆիտային և դաբրոպերիդոտիտային զանգվածների երկրաբանական-ստրուկտուրային և պետրոգրաֆիական առանձնահատկությունների բացահայտմամբ։

Հողվածում հիմնավորվում է Սևան-Աքերայի գոտու օֆիոլիտների առաջացումը տեղում՝ խորքային խզումների գոտում։

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации. В кн. «Геология Армянской ССР», т. III, Изд. АН Армянской ССР, Ереван, 1966.
2. Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Ереван, 1961.
3. Асланян А. Т., Арутюнян А. В., Воляровыч М. П., Левыкин А. И. Об одном возможном механизме становления гипербазитовых поясов и срединговых структур литосферы. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1976.
4. Асланян А. Т., Сатиан М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
5. Габриелян А. А., Меликян Л. С. Международный симпозиум «Офиолиты в Земной коре». Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1973.
6. Габриелян А. А. Тектонические основы металлогенического районирования Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1978.
7. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Изучение глубинных разломов по материалам станции «Земля» на территории Армении. «Разведочная геофизика», вып. 72, М., «Недра», 1976.
8. Кашкай М. А., Тамразян Г. П. Поперечные (антикавказские) дислокации Крымско-Кавказского региона. «Недра», М., 1967.
9. Кашкай М. А. Магматизм и рудообразование в поперечных структурах Альпийской системы дислокаций. В сб. «Петрология». Изд. «Наука» М., 1972 (Международный геологический конгресс, XXIV сессия, доклады сов. геолог., Проблема 2).
10. Меликян Л. С. Геолого-тектонические особенности становления офиолитов Амасия-Сенано-Карабахской ветви Малого Кавказа и «Проблема офиолитов». Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1974.
11. Саркисян О. А., Волчанская И. К. О блоковом строении территории Армянской ССР и прилегающих районов Малого Кавказа. Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 4, 1973.
12. Сатиан М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1979.

УДК 551.24 : 552.321.06 + 552.323.05 : 553.41 + 553.43 (479.25)

Г. А. КАЗАРЯН

К ВОПРОСУ СТАНОВЛЕНИЯ СЕВАНСКОГО
ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА

Севанский офиолитовый пояс с некоторой прерывистостью выходов пород собственно офиолитовой серии, обусловленной перекрыванием их более молодыми образованиями (ундуляцией), в пределах Закавказья прослеживается в северо-западном направлении более чем на 300 км при ширине 20—50 км. В северо-западном направлении зона переходит на территорию современной Турции, где породы офиолитовой серии выходят на дневную поверхность в районе Эрзерума-Эрзинджана и далее на запад в сторону Амасия-Чанкири.

В крупном тектоническом плане названный пояс контролируется Малокавказско-Североанатолийским (Главноанатолийским) региональным разломом.

Относительно возраста офиолитов пояса имеются довольно противоречивые данные. По наличию обломков пород серии в различных стратиграфических горизонтах он варьирует от юры до верхнего мела. Подобная разновозрастность пород этой формации, по нашему мнению, не должна вызывать сомнений, поскольку в пространственном отношении они имеют довольно закономерное распределение. На восточном побережье оз. Севан возраст офиолитов определяется как доверхнеконьякский, несколько восточнее него, в пределах Азербайджанской ССР—как сеноманский [9, 14], а в северо-западной части зоны, в Турции наиболее древние, хорошо датированные образования относятся к верхней юре [17].

Как видно из приведенных сведений, наиболее «молодые» офиолиты внутри пояса занимают центральное положение. Приведенные возрастные значения отражают отдельные, конкретные этапы формирования формации по мере раскрытия рифта. Породы раннего возраста, развитые в краевых частях зоны, характеризуют время заложения рифта, а молодые—в осевой полосе—его завершение.

По времени заложения—верхняя юра-верхний коньяк—Севанский офиолитовый пояс довольно близок с Атлантическим и Тихим океанами, в средних частях которых проходят современные океанические рифтовые зоны [5, 6, 11, 16].

Севанский рифт был заложен на эпибайкальской субплатформенной коре, отдельные фрагменты которой в современном геологическом строении Закавказья выступают в виде жестких блоков (Арзаканский кристаллический массив, Приараксинская зона, Аргичинский блок, Сом-

хето-Карабахская зона) и при формировании офиолитов являлись или областями размыва (Арзаканский массив), или же шельфовой полосой, вытянутой вдоль пелагического моря.

В конце коньякского времени дальнейшее рифтообразование было приостановлено, и образовавшаяся впадина заполнялась мощными терригенно-осадочными образованиями. В послезоценовое время зона подверглась интенсивному боковому сжатию, вероятно, вследствие сближения смежных платформенных областей.

По сейсмическим исследованиям, глубинное строение офиолитовых поясов Армении с помощью аппаратуры «Земля» [7] установлено, что за пределами офиолитовых поясов, в фундаменте, имеющем блоковое строение, четко отбиваются границы разделов «гранитного» (5—16 км) и «базальтового» (26-32 и 35-39 км) слоев, поверхность Мохоровичича (40-50 км) и отдельные границы в мантии.

Офиолитовые зоны, контролируемые глубинными разломами, характеризуются полным или почти полным отсутствием границ обмена по всей мощности земной коры. В последнем случае внутри офиолитовой зоны отбиваются невыдержанные, весьма локальные границы раздела, характерные для «гранитного» или «базальтового» слоев. Подобная гетерогенная картина, на наш взгляд, обусловлена пестрым внутренним строением зоны. Она в одном случае связана с активным перемещением отдельных блоков ультрабазитов внутри зоны, чем нарушалось послойное распределение отдельных горизонтов, в другом — наличием очагов-камер (астеноиды?), генерирующих магматический расплав для излияний толентовых базальтов и других вулканитов, в третьем — с участками нацело серпентинизированных ультрабазитов, которые по экспериментальным данным, в условиях высоких давлений, по проходимости сейсмических волн аналогичны образованиям «гранитного» слоя [1]. Этими же сейсмическими исследованиями доказывается вертикальный характер границ, отделяющих офиолитовые пояса от соседних нормально-построенных участков коры, что является убедительным аргументом против возможности субдукции вдоль офиолитовых зон.

Магматические образования и, в частности, породы эффузивной фации внутри Севанского офиолитового пояса наиболее полно представлены в его юго-восточной части — на северо-восточном побережье оз. Севан, в верховьях рр. Тертер и Акера. В его северо-западной части (Степанаванский, Спитакский р-ны) последовательность их образования по причине активной тектонической переработки зоны трудно поддается определению.

За подстилающие образования вулканогенной толщи предположительно принимаются филлитоподобные породы с участием несколько метаморфизованных рассланцованных вулканитов, выступающих в районе верховьев р. Джанахмед, в узле истоков рек Дариндараси, Конгур и Соютлучай. Упомянутые участки являются гипсометрически наиболее высоко приподнятыми частями рельефа, где верхняя половина разреза вулканогенной толщи интенсивно эродирована. Эти участки

разреза представляют определенный интерес, с одной стороны тем, что в них часто встречаются отдельные, разрозненные выходы метаморфических сланцев (глыбы?), а с другой—наблюдается их довольно тесная ассоциация с ультрабазитами.

Наиболее полная мощность вулканогенной толщи (свыше одного км) установлена на северо-восточном побережье оз. Севан, где структурная скважина на глубине 400 м ниже зеркала озера еще не достигла горизонта подстилающих пород.

Поля развития вулканогенных пород по простиранию образуют цепь, отдельные звенья которой, приуроченные к антиклинальным поднятиям, имеют линзообразную форму (по мере уменьшения мощности в районе стыков или перерывов) и, вероятно, трассируя линейно расположенные центры извержений. Нижняя половина вулканогенной толщи сложена из чередующихся потоков диабазов с большой вариацией мощности, что в основном обусловлено интенсивностью извержения, объемом эксплозивного материала и характера лавы. В этой части вулканогенно-обломочные породы не имеют повсеместного развития и в основном представлены шлаково-гналোকластитовой подушкой, обычно подстилающей потоки лав. Формирование вулканитов протекало в глубоководном морском бассейне, о чем свидетельствуют довольно частые прослои радиоляритов в сочетании с вулканогенно-кремнистыми образованиями, преобладающими в верхней части разреза. Лавовые потоки, в особенности в подошве и фронтальной части, имеют подушечное строение.

В верхнем горизонте вулканогенной толщи участие обломочных пород увеличивается и разрез толщи завершается лавами и вулканокластитами кислого состава, поля развития которых имеют весьма ограниченное распространение вследствие их последующего глубокого размыва. Продукты последних в большом количестве участвуют в составе конгломератов и других обломочных пород основания верхнесенонских отложений. Корни излияний кислых вулканитов плагиодацит-плагиолипаритового, плагиолипаритового состава имеют локальное развитие и контролируются узлами пересечений тектонических нарушений. Описанной вулканогенной толще подчинены субвулканические интрузивы плагиогранитов и габбро.

Изучение литологии конгломератов-песчанистых слоев нижних горизонтов верхнего сенона дало интересные результаты. Выяснено, что гальки конгломератов состоят из более или менее окатанных обломков плагиолипаритов, плагиогранитов, диабазов, спилитов и яшм. Вверх по разрезу количество обломков кислых пород постепенно уменьшается, а количество галек габбрового состава увеличивается. Далее конгломераты сменяются граувакками, состоящими из обломков диабазов, осколков кристаллов плагиоклаза и кварца, сцементированных глинисто-хлоритовой массой.

По химическому составу и петрохимическим особенностям породы нижнего горизонта вулканогенной толщи (см. табл. 1) принадлежат

Содержание в весовых процентах

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	$-H_2O$	п.п.ш.	Сумма
1	49,60	2,70	14,15	4,60	7,56	0,40	5,90	8,40	3,10	0,20	0,11	0,40	3,00	100,12
2	49,00	2,43	14,30	5,05	6,44	0,38	6,67	7,84	4,30	0,05	0,07	0,30	3,30	100,13
3	55,33	1,20	17,31	4,46	5,60	0,1	5,40	3,16	5,30	0,05	0,13	0,56	2,03	100,64
4	54,33	0,55	15,83	4,81	6,04	0,16	5,76	4,69	4,63	0,38	—	0,27	3,08	100,52
5	67,40	0,54	13,60	2,18	2,84	0,04	1,30	3,15	4,90	0,06	0,23	0,43	2,61	99,28
6	76,00	0,63	11,53	0,50	2,80	0,07	1,48	2,01	4,50	0,09	0,11	0,05	0,80	100,57
7	50,5	1,8	13,7	3,8	9,2	0,3	5,2	9,7	2,8	1,1	0,3	—	—	—
8	49,61	1,43	16,01	—	11,49*	0,18	7,84	11,32	2,76	0,22	0,14	—	—	—
9	52,94	2,54	12,81	3,76	9,29	0,21	3,65	6,22	5,25	0,18	0,36	—	—	—

* Общее содержание железа, пересчитанное на FeO .

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

	a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	n	φ	t	a/c	Q
1	7,3	6,0	26,5	60,3	44,7	38,6	16,7	—	96,2	15,3	3,9	1,2	-0,2
2	9,7	4,8	27,2	58,3	40,4	42,1	17,5	—	68,6	16,2	3,5	2,0	-7,6
3	11,7	3,8	21,7	62,3	41,8	41,5	—	16,7	98,8	17,3	1,6	2,1	-1,2
4	10,9	5,3	20,5	63,3	49,3	48,0	2,7	—	94,9	20,3	0,8	2,0	-0,5
5	11,1	3,7	7,1	78,1	65,7	31,4	2,9	—	98,7	27,4	0,5	3,0	30,3
6	9,6	2,3	5,7	82,4	51,6	41,7	—	6,7	98,6	6,7	0,6	4,2	43,3
7	7,8	5,3	27,7	79,2	44,4	31,9	23,7	—	78,9	11,8	2,7	1,5	-2,5
9	11,7	2,7	23,3	62,3	52,6	26,3	21,1	—	97,6	14,0	3,4	4,3	-1,5

Опись анализов (анализы 1–6 выполнены на образцах из коллекции автора): 1. Диабаз (обр. 1742). 2. Диабаз (обр. 2545). 3. Спилит (обр. 1748^а). 4. Спилит (обр. 1748^с). Плагнолипарито-дацит (обр. 2505^в). 6. Плагнолипарит (обр. 2512^а). 7. Среднее из 8 анализов толеитов пр. св. Гебрил [15]. 8. Среднее из 94 анализов базальтов океанического дна [8]. 9. Подушечный спилит обрыва Грейт-Айленд [3].

толеитовому ряду и представлены низкокальцевыми толеитами с подчиненным участием плагиолипарито-дацитов, плагиолипаритов, однако они, в отличие от своих современных океанических аналогов, характеризуются сравнительно высокой натриево-щелочностью, а в единичных случаях — также и глиноземистостью, проявляя таким образом некоторые характерные черты пород известково-щелочной серии. Некоторые исследователи на основании подобных отклонений относят офиолитовые серии пород современных континентов (о. Гроудос и др.) к островодужному ряду [18]; аналогичные попытки сделаны также относительно пород Севанского пояса [12].

Некоторые черты принадлежности вулканитов рассмотренного пояса известково-щелочной серии мы видим в широком проявлении в них явлений натриевого метасоматоза, характерного для раннегеосинклинального развития континентальной коры (подобные породы довольно часты и среди обломков, приподнятых из зон современных срединноокеанических хребтов при драгировании) и повышающего их щелочность, а участие в комплексе пород этой серии кислых разновидностей (плагиолипариты, плагиограниты) напоминает строение Исландских островов, принадлежность которых срединноатлантической рифтовой структуре является общепризнанной.

Наличие в серии вулканитов пород кислого состава и в единичных случаях толеитов с повышенной глиноземистостью, не характерных для пород современных океанических рифтов, находит свое объяснение в заметном участии в геологическом строении пояса метаморфических сланцев, определенная часть которых, несомненно, в процессе магмообразования была мобилизована в исходный расплав, генерирующий всю серию пород.

Значительное участие глыб и блоков метаморфических сланцев в строении Севанского офиолитового пояса свидетельствует о том, что здесь имело место дробление континентальной коры, сопровождавшееся интенсивными излияниями лав толситового ряда и внедрением габбро и ультрабазитов. По этим особенностям пояс напоминает в известной мере начальную стадию океанического рифтообразования, не получившего дальнейшего развития. Поэтому мы считаем, что здесь, вероятно, образовалась квазеокеаническая кора, которая по особенностям строения напоминает современное Красное море [4].

Аргументом против островодужного характера Севанского пояса является отсутствие глубоководного желоба, ограничивающего дугу со стороны открытого океана и не проявленного в современном геологическом строении региона, а также одинаковая мощность (45—50 км) и строение коры по обе стороны пояса.

Высокий тепловой градиент, имевший место в период рифтообразования и формирования пород офиолитовой серии и интенсивный принос веществ из мантии, а также последующее погружение пород всей формации, очевидно, должны были способствовать широкому развитию метасоматических явлений — альбитизации, амфиболизации пород вул-

каногенного комплекса и ранней серпентинизации ультрабазитов. Упомянутые изменения пород вулканогенной толщи (диабазы, спилиты, плагиолипарито-дациты, плагиолипариты, субвулканические плагиограниты и габбро) являются хорошим диагностическим признаком для отделения пород собственно вулканического периода от последующего интрузивного.

В офиолитовой серии пород, с довольно четким временным отрывом (этап раннего метасоматоза) формировались интрузивные массивы габбро с широкой вариацией минерального состава (троктолиты, нориты, габбро-нориты, нормальные и лейкократовые габбро, анортозиты), ультрабазитов (гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, реже дуниты).

Если вопрос интрузивной природы габбро не вызывает сомнения и имеются явные признаки горячих контактов, то относительно ультрабазитов этого говорить нельзя. Во всех зафиксированных контактовых зонах ультрабазиты перемяты, рассланцованы, а в ряде случаев сами породы вмещающей среды (габбро) сильно раздроблены, катаклазированы. Отсутствие активных контактов ультрабазитов с вмещающими породами, а иногда «пересечение» ими образований моложе верхнего коньяка на местах тектонических клиньев приводит к заключению о широком развитии секущих тел типа «протрузий». Однако следует отметить, что иногда на контакте ультрабазитов с габбро или вулканитами развиты пироксениты, отмечающие пограничную контактовую зону. Трудно сказать являются ли эти пироксениты эндоконтактовой фацией ультрабазитов или же зоны их залегания были просто структурно благоприятными для развития метасоматических явлений. Вышесказанное нуждается в детальном изучении и надо ожидать, что они в какой-то мере ответят на вопрос о возможном активном воздействии ультрабазитов на вмещающие породы.

Довольно четкий временной разрыв между формированием вулканогенных пород и собственно интрузивными породами свидетельствует о разобщенности очагов генерации магматических расплавов, давших породы «офиолитовой серии». Следовательно, еще раз поднимается вопрос о правомерности применения термина «офиолиты» в смысле генетически единого комплекса пород.

Среднигу континентальной коры и формированию Севанского палеорифта, безусловно, сопутствовали поперечные смещения—трансформные разломы с присущим им локальным типом магматизма. Одним из таких трансформных нарушений является Кельбаджар-Вединский поперечный разлом, выявленный по геологическим признакам и подтвержденный геофизическими исследованиями [7]. Этот трансформирующий Севанский пояс разлом (южнее пос. Варденис) характеризуется проявлением оливиновых толентов с повышенной калиевостью состава и explosивностью (муджнериты?), резко отличающихся от толентов собственно севанского типа. В этом отношении этот участок Малого Кавказа напоминает зону трансформного разлома по линии островов Пасхи и Сала-и-Гомес, пересекающей Восточно-Тихоокеанское подня-

тие [10]. Вполне вероятно, что разломы, ограничивающие Иджеванский поперечный прогиб, также являются трансформными.

Кельбаджар-Вединский трансформный разлом, заложенный в спрединговый период (юра-мел), проявляет тектоническую и сейсмическую активность и по сей день — к нему линейно приурочены многочисленные эпицентры современных землетрясений.

Формирование пород офиолитовой серии сопровождалось проявлением рудной минерализации. Наиболее ранней в этом процессе является конседиментационное отложение марганцевых минералов в комплексе диабазов, вулканогенно-кремнистых осадков и радиоляритов [13]. Этот эксгальационно-осадочный тип марганцевой минерализации является региональным по всему Севанскому офиолитовому поясу, проявления которого в заметных концентрациях зарегистрированы на Базумском хребте, в бассейне р. Ахурян и в Сараландже. В последнем проявлении минералы марганца представлены браунитом, гаусманитом, пиролюзитом с примесью гематита.

Медная минерализация, связанная с ранним этапом магматизма офиолитового пояса, развита в эффузивных и субвулканических телах диабазов, а также в андезитовых и андезито-базальтовых порфиритах вулканогенно-осадочной толщи.

На участках проявления медной минерализации наблюдаются выходы плагиолипаритов, плагиогранитов и кварцевых диоритов. Общая структурная позиция площадей с медной минерализацией определяется их приуроченностью к ядрам крупных антиклинальных складок и узлам пересечений продольных и поперечных разломов. К этому этапу относится также медная минерализация, развитая в жилах, линзах и прожилках кварцевых эпидозитов, приуроченных к подвергнутым высоко-температурной пропилитизации габброндам.

Медное оруденение представлено прожилково-вкрапленным, штокверковым или вкрапленным типами. Главными рудными минералами являются халькопирит и пирит. Этот тип медной минерализации не имеет прямого отношения к довольно широко развитым в офиолитовом поясе зонам поздних гидротермальных метасоматитов. Золотое оруденение, развитое в других офиолитовых поясах мира, довольно интенсивно проявлено также и в Севанском поясе, однако оно здесь связано с более молодым кислым магматизмом.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 12.VI.1979

Հ. Ա. ՂԱԶԱՐՅԱՆ

ՍԵՎԱՆԻ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԳՈՏՈՒ ԶԵՎԱԿՈՐՄԱՆ
ՀԱՐՅԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Սեւանի օֆիոլիտային գոտու ձեւափորման առաջին հայացքից կարծեցիկ տարբեր հասակային տվյալները (վերին յուրա—վերին կազմ) տարածու-

թյան մեջ ունեն միանգամայն օրինաչափ դասավորություն և բնորոշում են նրա պարզացման որոշակի փուլերը: Այդ ժամանակամիջոցում տվյալ գոտու տեղում ձևավորվել է ժամանակակից Կարմիր ծովի կառուցվածքը հիշեցնող բվադիօվկիանոսային տիպի կեղև:

Անանի գոտու հրաբխածին ապարների կալիումական տուփիտային տիպի կոմպլեքսը հիմնականում ժամանակակից Վվկիանոսային ուֆիտային գոտիների գոյացումների կրկնողությունն է: Նկատվող որոշ տարբերությունը տվյալ գոտու ապարների համեմատաբար բարձր նատրիումայնությունն է, որը պայմանավորված է նրանց հետագա ալբիտացումով և մագմառաջացման պրոցեսում տեղ գտած բարձր ալկալային և արձնահողային մետամորֆիկ գոյացումների յուրացմամբ: Ապարների ալբիտացումը հանդիսանում է որոշակի էտապ, որը հրաբխածին առաջացումների ձևավորումը սահմանադառնում է հետագա ինտրուզիվ գործունեությունից (տարբեր կազմության գաբրոյի և ուլտրահիմքային ինտրուզիաներ):

Անանի օֆիոլիտային գոտու և նրան պարփակող ապարների սահմանային մակերևույթների ուղղահայաց դիրքավորումը միանգամայն ժխտում է սուբդուկցիայի հնարավորությունը:

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т., Арутюнян А. В., Воларович М. П., Левыкин А. И. Об одном возможном механизме становления гипербазитовых поясов и спрединговых структур литосферы. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIX, № 5, 1976.
2. Асланян А. Т., Сатян М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
3. Батти М. Х. Петрогенезис Новозеландской спилитовой серии. В кн. «Проблемы палеовулканизма». Изд. ИЛ, 1963.
4. Бурек П. Влияние процессов раздвигания морского дна в Аденском заливе и Красном море на структуру Аравийского щита. «Мир», 1974.
5. Дитц Р. С. Эволюция океанов как следствие разрастания площади их дна. В кн. «Дрейф континентов. Континентальные движения Земной коры». «Мир», 1966.
6. Дитц Р. С. Эволюция континентов и океанических бассейнов как результат спрединга океанического дна. В кн. «Новая глобальная тектоника», «Мир», 1974.
7. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. «Сов. геология», № 3, 1970.
8. Канн Дж. Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана. В кн. «Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана». «Мир», 1973.
9. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. «Наука», 1975.
10. Кренделев Ф. П. Остров Пасхи (геология и проблемы). «Наука», 1976.
11. Кулон Д. Разрастание океанического дна и дрейф материков. «Наука», 1973.
12. Паланджян С. А., Сатян М. А., Степанян Ж. О. К петрохимической характеристике вулканитов офиолитовых серий Малого Кавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXX, № 1, 1977.
13. Сатян М. А., Яшвили Л. П. О проявлении марганцевых руд в породах кремнисто-вулканогенной формации Севанского хребта. ДАН Арм. ССР, т. LXII, № 2, 1976.
14. Соколов С. Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. «Наука», 1977.

15. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. ИЛ, 1961.
16. Хизен Б. К. Ложе океанов. В кн. «Дрейф континентов. Горизонтальные движения Земной коры». «Мир», 1966.
17. Brinkmann R. Einige geologische Leitlinien von Anatolien. *Geologica of Palaeontologica*, 2, 1968.
18. Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of Ophiolites. *The Journal of Geology* v. 83, № 2, 1975.

УДК 551.243(479.25)

А. С. АВАНЕСЯН

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТониКИ СЕВАНСКОГО ХРЕБТА
И РОЛЬ ГИПЕРБАЗИТОВ В ЕЕ ФОРМИРОВАНИИ

Вопросы тектоники Севанского хребта отражены в ряде работ [1, 6, 7, 9], однако структура рассматриваемого района получила в этих работах различное толкование. Изучение внутреннего строения и тектоники рассматриваемого района выявило ряд характерных особенностей. Наиболее характерным, на наш взгляд, является сочетание относительно простых форм складчатости с чешуйчато-блоковым строением, интенсивным проявлением магматизма, в частности офиолитового и широким распространением зон тектонического брекчирования пород — «цветного меланжа».

Необычность такого сочетания привела к значительным расхождениям во взглядах на природу рассматриваемой части Малого Кавказа. Попытка объяснить природу «офиолитов» и «меланжа» привела к представлениям об их аллохтонном положении в разрезе верхнего мела в виде «тектонических покровов» и «аллохтонных пластин» [7, 8, 10] и к появлению гипотезы значительных по масштабам близгоризонтальных перемещений пород офиолитового комплекса.

По предложенной нами ранее схеме [3], описываемый район входит в пределы Центрального горстообразного блока Севано-Акеринского грабен-синклинория и характеризуется сложным складчато-блоковым, местами чешуйчатым строением (рис. 1, 3).

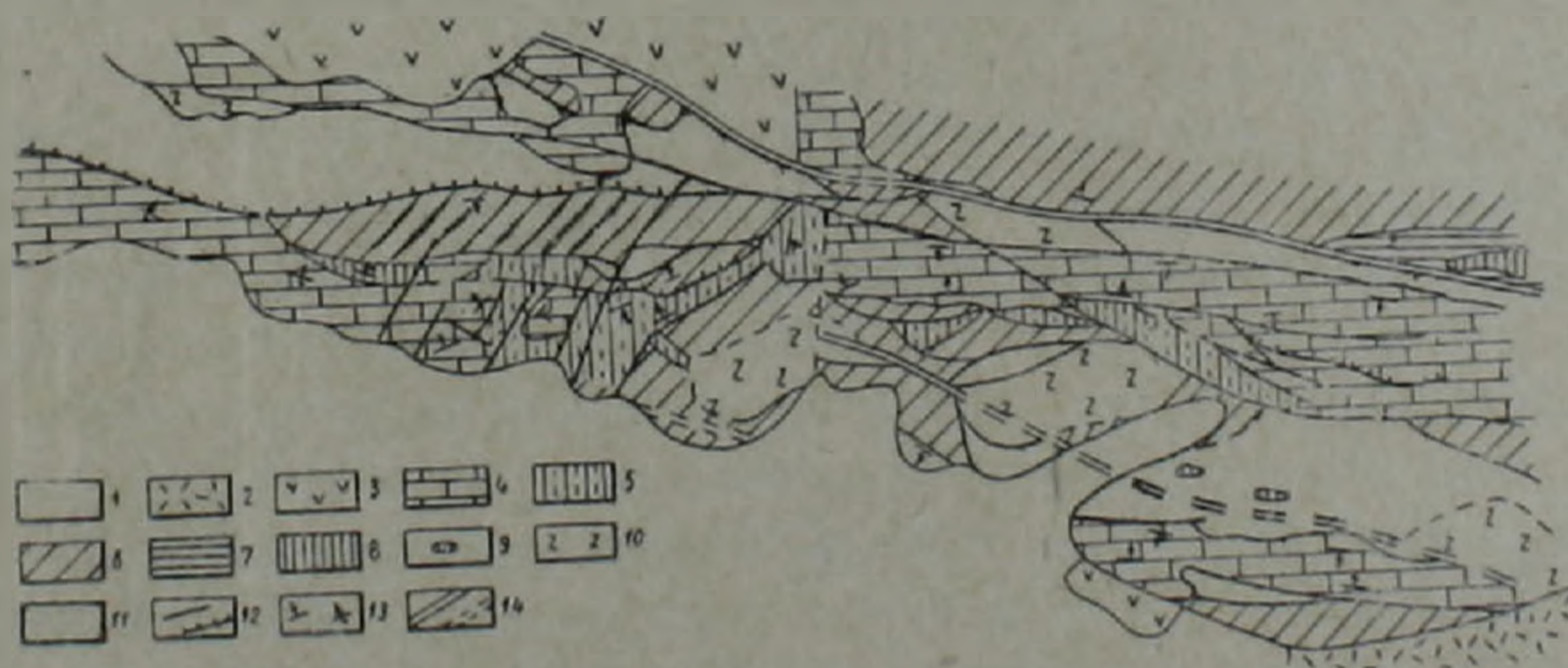


Рис. 1. Схема строения Севанского хребта. 1. Современные отложения. 2. Неоген-чет-
вертичные эффузивы. 3. Эоцен, осадочные и вулканогенно-осадочные отложения. 4. Ма-
астрихт-даний, известняково-мергельная толща. 5. Коньяк—кампан, конгломераты, пес-
чаники, известняки. 6. Сеноман-турон, эффузивно-осадочная толща. 7. Альб, песчано-
глинистая толща. 8. Титон-неоком, известняки. 9. Глыбы метаморфических сланцев.
10. Габбро. 11. Гипербазиты. 12. Разрывные нарушения. 13. Элементы залегания. 14.

Границы между блоками первого порядка.

По северо-восточному краю этого блока (полоса верховьев р.р. Шамкир-чай, Шамхор-чай, Лее-чай, бассейн р. Тертер) выделяется узкая Коджадаг-Тертерская синклиналичная полоса, отражающая положение трассирующей сюда шовной зоны Карабахского надвига. Коджадаг-Тертерская синклиналичная полоса на крыльях сложена породами эффузивно-радиоляритовой толщи сеноман-турона, прорванной гипербазами и габбро, а в осевой части — отложениями маастрихт-дании и палеоцена.

Местами на крыльях данной синклиналичной полосы (басс. р. Агкаячай) выделяются участки со сложным мозаичным строением (рис. 2). Они представляют собой отдельные чешуи и тектонические блоки, сложенные породами эффузивно-радиоляритовой толщи, окаймленные по

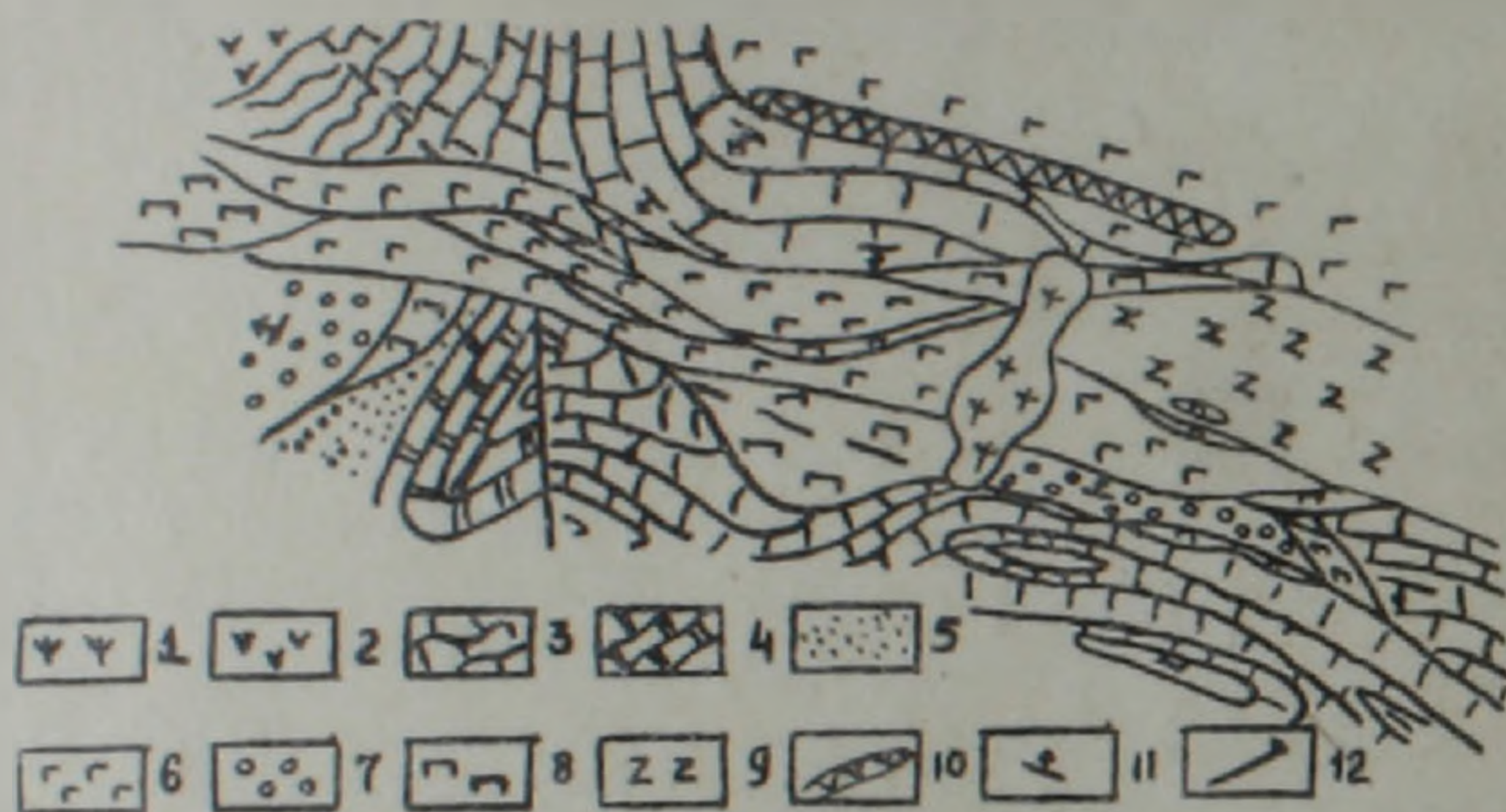


Рис. 2. Строение шовной зоны в правобережье р. Агкаячай. 1. Современные оползневые образования. 2. Эоцен, вулканогенно-осадочная толща. 3. Маастрихт-даний, известняково-мергельная толща. 4—5. Коньяк—кампан (шишканская свита): 4) известняковая подсвита. 5) терригенно-обломочная подсвита. 6—7. Сеноман—турон, эффузивно-осадочная толща, 6) вулканогенно-кремнистая подтолща; 7) пестроцветная подтолща. 8. Гипербазиты. 9. Габбро. 10. Линзы рифогенных известняков. 11. Элементы залегания. 12. Разломы.

ограничивающим разломам дайко- и жиллообразными телами серпентинитов. Внутреннее строение этих чешуй и блоков хоть и сложное, но вполне закономерное и подчинено общей тенденции строения всей зоны. Здесь нет того хаотического нагромождения пород, которое рядом исследователей определяется как «серпентинитовый меланж» [5, 7].

В целом Коджадаг-Тертерская полоса представляет собой сжатую синклиналичную структуру с крутыми падениями крыльев ($60\text{--}80^\circ$ вплоть до опрокинутого) и с четковидными очертаниями в плане. В пределах этой полосы выделяется ряд кулисообразно сменяющихся синклиналей и антиклиналей.

Территория, лежащая к юго-западу от рассмотренной синклиналичной полосы, Шишкая-Шамхорчайской поперечной флексурой делится на два блока: Памбак-Сатанахачский и Кясаман-Зодский, выделяющиеся соответственно на северо-западе и юго-востоке района (рис. 1). Шишкая-Шамхорская флексура, по-видимому, является юго-западным про-

должением известной Ханлар-Хачбулакской флексуры [12]. Отражением ее на северо-восточном побережье оз. Севан является поперечная Шишканская синклиналь, которая представляет собой узкую — «гантелеобразную» структуру и опрокинутую на юго-восток в центральной своей части. Простираение оси Шишканской синклинали северо-восточное.

Памбак-Сатанахачский блок характеризуется надвигово-чешуйчатой структурой. В пределах этого блока выделяются три основные чешуи: Северная, Центральная и Южная.

Северная чешуя представлена единым Джил-Сатанахачским гипербазитовым массивом, который по Джилскому надвигу [7] надвинут на юг — на структуры Центральной чешуи.

Центральная чешуя сложена в основном породами сеноман-туронской эффузивно-радиоляритовой толщи, а по южному краю — местами известняками титон-неокома. Данная чешуя характеризуется в общем синклинальной структурой с крутым ($55-70^\circ$) падением крыльев и по системе надвигов и взбросов надвинута на структуры Южной чешуи.

Южная чешуя также в целом представляет синклинорную структуру, сложенную отложениями коньяк-кампана, маастрихт-даниа и палеоцена. Эта чешуя Сатанахачским и Шишканским поперечными разломами делится на Памбакский, Саринарский и Шишканский частные блоки. Для этих блоков характерны как сложные линейные и изоклинальные складчатые формы, так и простые брахиформные складки.

Кясаман-Зодский блок в основном представлен Кясаманским, Джанахмедским, Зодским габброидными и Караиман-Зодским гипербазитовым массивами, а также породами эффузивно-радиоляритовой толщи сеноман-турона, которые в виде отдельных блоков и тектонических клиньев располагаются как внутри последнего, так и в его обрамлении. В целом для данного блока характерно мозаично-блоковое и местами чешуйчатое строение. В местах сочленения крупных продольных и поперечных разломов выделяются участки сильного тектонического дробления окружающих пород, сопровождаемых выходами серпентинитов. Породы рассматриваемого блока несут на себе следы интенсивных тектонических воздействий, что порой заметно в образцах диабазов и порфиритов в виде грубой полосчатости, обусловленной раздавливанием и растаскиванием миндални. Падения вулканогенно-осадочных пород в основном в северных румбах под углами $50-70^\circ$.

На северо-восточном побережье оз. Севан, на участке между с.с. Кясаман и Караиман выделяется узкая (около 500 м) полоса развития титон-некомских и альбских отложений [2]. Эта полоса, на наш взгляд, является отражением трассирующей Лачинской антиклинали юго-западного блока Севано-Акеринского грабен-синклинория [3]. В целом этот блок в пределах присеванского отрезка грабен-синклинория погружен под молодые отложения Мазринской котловины и Кельбаджарской наложенной мульды. Лишь на небольшом отрезке в предгорьях Севанского хребта, расположенном юго-западнее упомянутой полосы выходов титон-неоком-альбских отложений, обнажаются диабазы и основные

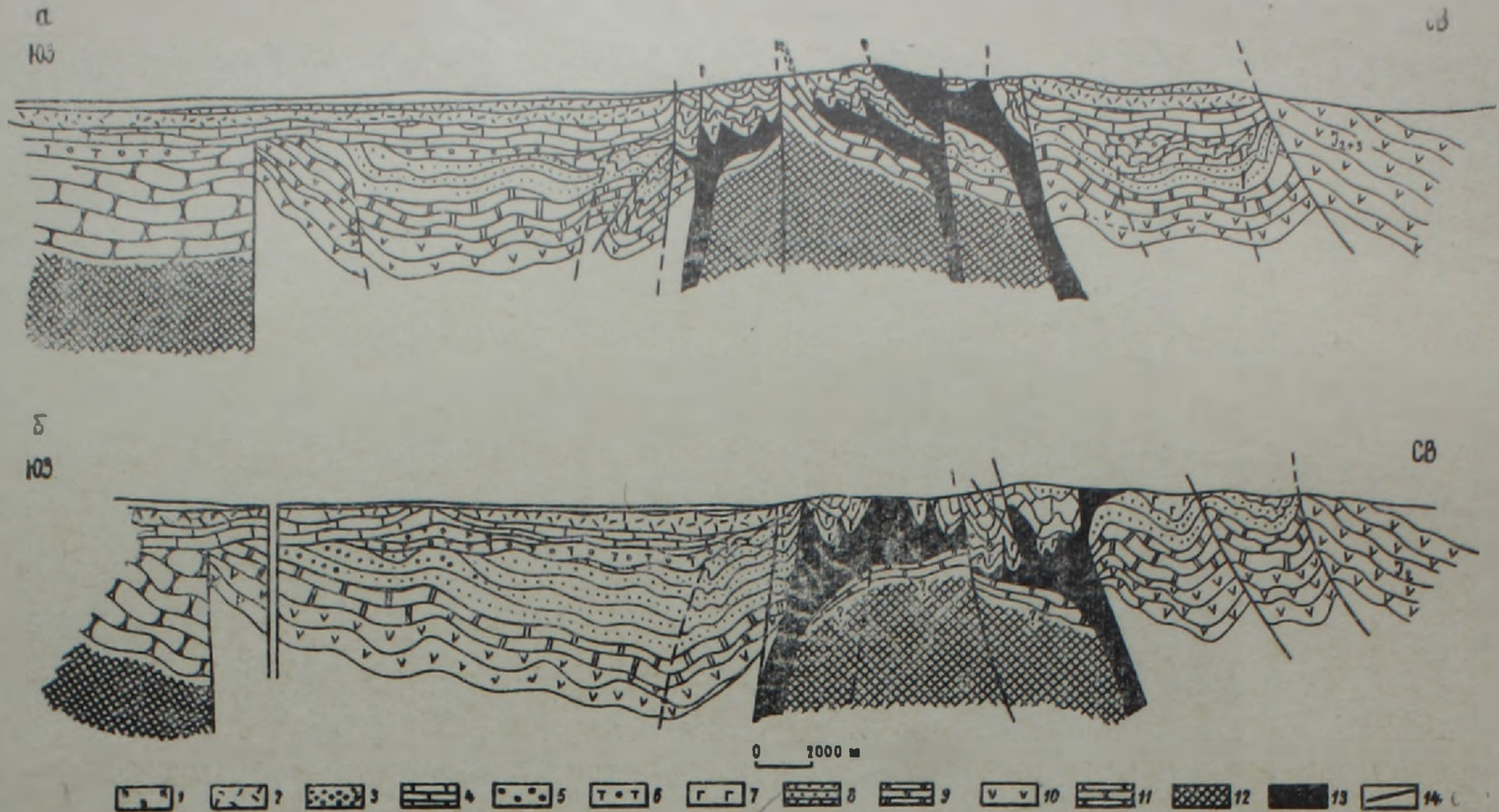


Рис. 3. Схематические профили через Севанский хребет: а) по линии с. Гюней—г. Коджадаг—с. Кедабек; б) по линии с. Зод—г. Гиналдаг—р. Кашкачай. 1. Неоген-антропоген, эффузивно-пирокластические и озерные отложения. 2. Эоцен, пуммулитовые известняки и вулканогенно-осадочные образования. 3. Палеоцен, терригенные флишеидные отложения. 4. Мластрихт-данний, известняково-мергельная толща. 5. Конь-

як-кампан, конгломераты, песчаники, известняки. 6. Нижний сенон (нерасчлененный) туфогенно-осадочная толща. 7. Сеноман-турон, эффузивно-осадочная толща. 8. Альб-сеноман, песчано-глинистая толща. 9. Титон-неоком, известняки. 10. Средняя-верхняя юра, вулканиты. 11. Средний-верхний палеозой, известняки. 12. Докембрий (рифей?) метаморфические сланцы. 13. Гипербазиты, габбро. 14. Разломы.

порфириты сеноман-турона и известняки маастрихт-дания. Последние слагают Тигранатет-Инакдагскую синклинали, для которой характерна простая складчатая структура с углами падения крыльев $45-50^\circ$, реже больше.

Таким образом, структура Севанского хребта весьма сложная— мозаичная и складчато-блоковая, обусловленная широким развитием как продольных, так и поперечных разрывных нарушений. Складчатые структуры и разрывные нарушения крутые и близвертикальные, а смещения по последним не превышают несколько сот метров (рис. 3).

В пределах Севанского хребта, а также по всей осевой части Севано-Акеринского грабен-синклинория широкое развитие имеют гипербазиты. Известно, что при серпентинизации гипербазиты сильно увеличиваются в объеме, уменьшается их плотность (от 3.3 г/см^3 до 2.65 г/см^3) и при этом увеличивается пластичность масс [4, 11]. Эти свойства, на наш взгляд, способствуют тому, что гипербазиты после своего становления испытывают явления диапиризма, и их роль, по нашему мнению, аналогична роли соляных масс в соляно-купольных структурах.

Как отмечают А. Т. Асланян и др. [4], при серпентинизации гипербазитов сильно возрастает напряжение бокового распора (более 50%). В этих условиях гипербазиты на глубине брекчировались сами и дробили вмещающие их породы. При невозможности расширяться в латеральном направлении эффект увеличения объема при серпентинизации реализуется в выпирании гипербазитов в вертикальном направлении. Естественно, что при этом серпентиниты проникают на поверхность по более ослабленным зонам разломов, к которым выходы этих пород, как правило, приурочены.

При перемещении уже брекчированные серпентиниты захватывали вмещающие породы и выносили их на поверхность. Этот процесс привел к возникновению специфических образований, которые нередко выделяют под термином «серпентинитовый меланж».

Именно таким явлением диапиризма, по нашему мнению, обусловлено сложное геологическое строение исследованного района, вызвавшее столько противоречивых взглядов.

Процесс серпентинизации гипербазитов, их вспучивание и протыкание перекрывающих образований, на наш взгляд, может не зависеть от эпох тектонической активизации или покоя рассматриваемой складчатой области. Этот процесс может происходить постоянно и даже в настоящее время. При этом, однако, важно отметить, что, несмотря на протрузивный (диапировый) характер внедрения гипербазитов и ассоциирующих с ними пород, крупных близгоризонтальных поверхностных перемещений (шарьяжей) этих образований в пределах Севанского хребта не отмечается. Наоборот, наблюдаются преимущественно крутые и близвертикальные падения контактов тел гипербазитов, обусловленные падениями плоскостей контролирующих их разломов.

Основываясь на изложенном материале можно сделать следующие основные выводы:

1. Структура Севанского хребта сложна: складчато-блоковая и местами чешуйчатая. Складчатые структуры и разрывные нарушения крутые и близвертикальные.

2. Тектонических покровов и аллохтонных пластин в пределах Севанского хребта не наблюдается.

3. Тела гипербазитов представляют собой протрузии и играют существенную роль в формировании тектоники района. Однако, внедрение гипербазитов в «холодном» состоянии не влечет за собой крупных близгоризонтальных перемещений (шарьяжей) как самих гипербазитов, так и вмещающих пород.

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 5.IV.1979

Ա. Ս. ԱՎԱՆԵՍՅԱՆ

ՍԵՎԱՆԻ ԼՅՈՆԱՇՂԹԱՅԻ ՏԵԿՏՈՆԻԿԱՅԻ ԱՌԱՆՋՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ
ԵՎ ՀԻՊԵՐԲԱԶԻՏՆԵՐԻ ԴԵՐԸ ՆՐԱ ԶԵԼԱՎՈՐՄԱՆ ՄԵՋ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում դիտարկվում է Սևանի լեռնաշղթայի տեկտոնական կառուցվածքը: Հիմնական եզրակացություններն են՝

1. Սևանի լեռնաշղթան բնորոշվում է ծալքաբլուկային, տեղ-տեղ թեփուկավոր ստրուկտուրայով: Բեկվածքային խախտումները և ծալքավոր ստրուկտուրաները զառիթափ են և ուղղահայաց:

2. Տեկտոնական ծածկոցներ ու ալոխտոն սալեր Սևանի լեռնաշղթայի սահմաններում չեն դիտարկվում:

3. Հիպերբազիտների մարմիններն իրենցից ներկայացնում են պրոտրոգիաներ, որոնք մեծ դեր են խաղացել շրջանի տեկտոնական կառուցվածքի ձևավորման մեջ: Սակայն հիպերբազիտների ներդրումը «սառը» վիճակում չի առաջացնում ինչպես հիպերբազիտների, այնպես էլ ներփակող ապարների հորիզոնականին մոտ զգալի տեղափոխություններ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз. Севан. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1961.
2. Аванесян А. С. К вопросу о присутствии неокон-альбских отложений на южном склоне Севанского хребта (Малый Кавказ). Вестник МГУ, сер. геол., № 6, 1975.
3. Аванесян А. С. Основные черты структуры Северо-Акеринского грабен-синклинория. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1976.
4. Асаян А. Т., Арутюнян А. В., Воларович М. П., Левыкин А. И. Об одном возможном механизме становления гипербазитовых поясов и спрединговых структур литосферы. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1976.
5. Гасанов Т. Аб. О меланже Шахдагского хребта (Малый Кавказ). «Геотектоника», № 5, 1974.
6. Книппер А. Л. Надвиги и покровы на северо-восточном побережье оз. Севан. «Геотектоника», № 6, 1966.

1. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. Тр. ГИН АН СССР, вып. 267, М., «Наука», 1975.
8. Ломизе М. Г., Панов Д. Н. Об аллохтонных офиолитах Севанской зоны (Малый Кавказ). Бюлл. МОИП, сер. геол., т. 79, вып. 5, 1974.
9. Меликян Л. С. К вопросу о тектоническом строении северо-восточного побережья оз. Севан. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1967.
10. Соколов С. Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М., «Наука», 1977.
11. Хесс Х. Х. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез. В сб. «Земная Кора». ИЛ, М., 1975.
12. Шихалибейли Э. Ш. Мегантиклинорий Малого Кавказа. Тектоника. В кн. «Геология СССР», т. 47. Азербайджанская ССР, Геологическое описание. М., «Недра», 1972.

УДК 553.241 : 553.435 (479.25)

Г. А. САРКИСЯН

ТИПЫ МЕДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ СЕВАНСКОЙ
ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ

В статье сделана первая попытка геолого-генетической интерпретации характера и типов медной минерализации, размещенной в породах офиолитовой ассоциации Севанской офиолитовой зоны Малого Кавказа.

За последние два десятилетия обнаружено и изучено более десятка мелких медных рудопроявлений, приуроченных к породам офиолитовой серии, однако многие вопросы их формационно-генетической принадлежности, типов, физико-химических условий формирования и перспектив недостаточно выяснены.

Спецификой медной минерализации в породах офиолитовой зоны является ее генетическая гетерогенность и разновозрастность, простота состава собственно рудных минеральных ассоциаций при крайней сложности и изменчивости фациального состава сопутствующих им гидротермально-метасоматических новообразований, позволяющих рассматривать развитую здесь медную минерализацию как образования разных фаций глубинности и различных этапов становления пород собственно офиолитовой и постофиолитовой (надофиолитовой) серий. На отдельных отрезках Севанского офиолитового пояса медная минерализация пространственно совмещена с рудами других формаций (золоторудной, сурьмяно-ртутной, мышьяковой), что, естественно, при отсутствии детальных фактических геолого-петрографических наблюдений в ряде случаев приводило исследователей к рассмотрению ее в качестве дорудных этапов или предрудных стадий собственно золоторудного или сурьмяно-мышьякового оруденений [1, 2]. Отмечая ради справедливости, что известные в поясе разные типы медной минерализации действительно являются наиболее ранними (древними) в отношении золоторудной, сурьмяно-мышьяковой и ртутной формаций, тем не менее следует подчеркнуть, что они представляют собой результат разных петрологических процессов, проявленных в связи с разновозрастными магматическими комплексами и при резко различных физико-химических условиях.

При типизации медной минерализации в качестве определяющего формационного признака, наряду с минералого-геохимическими и структурно-магматическими, использованы типы и характер гидротермально-метасоматических преобразований (площадного и локального развития), которые предшествуют и сопутствуют формированию медной минерализации.

При простоте и однообразии минерального состава медно-рудных парагенетических ассоциаций наибольшую информацию о физико-химических условиях их образования мы получаем при использовании формационных признаков околорудных изменений.

В настоящее время, учитывая формационную принадлежность метасоматитов, в пределах Севанского пояса можно выделить три типа медной минерализации: эпидозитовый, аргиллизитовый и березитовый.

В пределах Севанского пояса¹ размещены рудные районы — Тандзут-Дилижанский (с месторождениями Анкадзор, Сисимадан, Антониевское, Дилижанское, Фроловское, Фиолетовское с проявлениями Назой-Юрт, Якшатова балка, Блдргани-дзор) и Амасийский (с месторождением Чибухлы). Перечисленные месторождения и рудопроявления локализованы в основном в среднеэоценовых вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах в тесной пространственной связи с прорывающими их умереннокислыми гранитоидами (в их экзо- и эндоконтактовых зонах) и представлены двумя генетическими типами — гидротермально-метасоматическим (вторично-кварцитовым) и скарновым с наложенной минерализацией. По минеральному составу выделяются медно-серноколчеданный и медно-гематитовый типы, характеризующиеся также золотоносностью.

Рассматриваемые ниже типы медной минерализации, в отличие от перечисленных, залегают в своеобразных структурно-литологических условиях, главным образом в породах офиолитовой ассоциации верхнемелового возраста, без видимой связи с гранитоидами и имеют ряд черт, позволяющих рассматривать некоторые из них в генетической связи с магматизмом этапа становления пород офиолитовой ассоциации.

Эпидозитовый тип медной минерализации впервые был обоснован [6] на Зодском рудном поле. Ранее рассматривался в качестве дорудной стадии единого многостадийного этапа собственно золотого оруденения (дорудная кварцевая по Ш. О. Амиряну [2, 3], кварц-эпидотовая по Д. Г. Салля [6]). Представлен эпидотсодержащими кварцевыми и кварцсодержащими эпидотовыми жилами, линзами, прожилками с убогой, местами достаточно интенсивной, рассеянной вкрапленностью пирита (преобладает) и халькопирита, редко пирротина, кубанита, пентландита, борнита, ковеллина, сфена и магнетита. Кроме главных жилообразующих минералов — кварца и эпидота — в подчиненных количествах установлены актинолит, α -цонзит, хлориты, альбит, кальцит.

Кварцевые жилы и эпидозиты локализованы в основном среди вулканитов диабазового состава, а также в меньшей мере в габброидах, ультрабазилах, метаморфических сланцах. Участки развития этих жил характеризуются интенсивной эпидотизацией вмещающих пород с вкрапленностью пирита и халькопирита.

¹ В связи с выделением Закавказского офиолитового пояса и структуре Малого Кавказа [4], западным продолжением которой являются офиолиты Ширакского хребта и юга Базумского хребта, Тандзут-Дилижанский рудный район может быть отчасти отнесен к этому поясу, а не к Севанскому. (Редакция).

Достаточно широко эта медная минерализация развита как в различных пунктах с.-в. побережья оз. Севан (Шишканский, Кясаманский, Караиман-Зодский массивы), так и в Вединском и Амасийском (Мумухан-Красарский массив) районах в тесной ассоциации с основными вулканитами офиолитовой серии.

Наблюдения на Зодском рудном поле показали, что эпидотсодержащие кварцевые жилы с пирит-халькопиритовой минерализацией являются образованиями более ранними, чем дорудные микродиоритовые дайки палеогенового интрузивного комплекса. Резкие различия в характере околожильных изменений вдоль различных кварцевых жил, развитых на Зодском месторождении, позволили выдвинуть предположение о древнем возрасте эпидозитового типа медной минерализации в отношении золоторудного и возможных парагенетических связей его с послемагматической деятельностью габбронидного интрузивного комплекса докампанского возраста [7].

В Амасийском районе этот тип медной минерализации развит более широко и детально описан в пределах Мумухан-Красарского массива [1], где он отнесен к дорудным продуктам гидротермальной деятельности, предшествующим этапу формирования сурьмяно-мышьякового оруденения. К дорудному этапу относятся также серпентинизация и лиственизация ультрабазитов; амфиболизация, эпидотизация, хлоритизация, пренитизация габброндов; формирование кварцевых (с карбонатами) и эпидотсодержащих кварцевых тел с пиритом и халькопиритом, приальбандовые участки которых подвергнуты интенсивной эпидотизации и сульфидизации.

Рудный этап, в составе которого выделены 4 последовательные стадии (кварц-пирит-халькопиритовая, кварц-карбонат-антимонитовая, аурипигмент-реальгаровая и кварц-карбонатная) рассматривается в качестве низкотемпературного этапа рудной минерализации, причем подчеркивается, что последние 3 стадии (т. е. собственно сурьмяно-мышьяковая минерализация) существенно оторваны во времени от дорудного этапа и, в частности, от интересующих нас эпидот-кварцевых жил с медной минерализацией. Хотя и величина временного разрыва между дорудным и рудным этапами авторами не указана и не показана связь дорудного комплекса зеленокаменных изменений габброндов и меловых вулканитов с конкретными магматическими комплексами, приведенный материал склоняет их к мысли о связи первых с послемагматической гидротермальной деятельностью многофазных габбронидных интрузивов.

Таким образом, в пределах Севанского офиолитового пояса развита своеобразная пирит-халькопирит-кварц-эпидотовая минерализация, во времени сопряженная с заключительными стадиями послемагматических зеленокаменных изменений габбронидного интрузивного комплекса.

В физико-химическом отношении формирование эпидозитового типа сопровождается высоко-среднетемпературными околожильными изме-

нениями (актинолитизация, эпидотизация, хлоритизация), щелочным характером растворов с высокой концентрацией в них кремния, алюминия, кальция и магния. Последние три элемента заимствуются из вмещающих пород, тогда как кремний является отчетливо привнесенным, так как нигде не устанавливается выщелачивание боковых пород.

В юго-восточной части Севанского хребта эпидозитовый тип обнаруживает тесную пространственно-временную связь с полями развития мелких тел роговообманковых кварцевых диоритов и плагиогранитов верхнемелового (докампанского) возраста, представляя на разных уровнях современного эрозионного среза около- и надинтрузивные образования плагиогранитной ветви габброидного плутонического комплекса. Данный тип медной минерализации в настоящее время не представляет практического интереса вследствие незначительных концентраций меди, малых размеров эпидозитов и рассредоточенного распространения по площади. Металлогеническое значение выделенного типа медной минерализации заключается в том, что он характеризует собой наиболее ранние типы гидротермальной сульфидной минерализации, тесно связан с геолого-петрологическим циклом формирования базитовых плутонических комплексов альпинотипной офиолитовой серии и свидетельствует об общей зараженности интрузивных членов офиолитовой ассоциации медью, которая мобилизуется послемагматическими растворами габбро-плагиогранитного интрузивного комплекса и образует рассредоточенные концентрации в условиях высоко-средних температур ранней щелочной стадии гидротермального процесса.

Аргиллизитовый тип представлен карбонат-пирит-халькопиритовой минерализацией Тигранабердского рудопроявления (с.-в. побережье оз. Севан). Рудовмещающими являются диабазовые порфиры нижнесенонской диабазовой толщи и в незначительном количестве прорывающие их мелкие жильно-магматические тела плагиогранит-порфиров. Вулканыты диабазовой толщи претерпели региональные поствулканические изменения типа низкотемпературной пропилитизации альбит-карбонат-хлоритовой (местами с цеолитами и пумпеллитом) фации и прорваны субвулканическими телами габбро-диабазов, вдоль которых наблюдаются локальные, более высокотемпературные изменения (амфиболизация, эпидотизация и др.).

В структурно-морфологическом отношении медная минерализация Тигранаберда в виде рассеянно-вкрапленного и ветвящегося прожилково-вкрапленного типов локализована в зонах низкотемпературной гидротермальной аргиллизации кварц-карбонат-хлорит-каолинитового состава и окаймляющих (и подстилающих) последние ореолах безэпидотовой пропилитизации альбит-карбонат-хлоритовой ступени.

Зоны гидротермальной аргиллизации имеют преобладающее близ-меридиональное простирание с углами падения $35-80^\circ$ при мощности 13—15 м.

Аргиллизитовый тип пирит-халькопиритовой минерализации характеризуется резким преобладанием пирита над халькопиритом и кар-

бонатным (редко с кварцем) составом прожилкового выполнения (кальцит, доломит). Вторичные минералы представлены малахитом и разнообразными гидроокислами железа, развитыми за счет сульфидов.

Примечательно, что в отличие от аргиллизитов слюдяного состава, широко развитых в околорудных ореолах Задского месторождения, здесь гидрослюды практически отсутствуют, что свидетельствует о стерильности аргиллизирующих гидротерм в отношении калия, а также о незначительных содержаниях его в диабазах.

Вулканыты диабазовой толщи, измененные в условиях хлорит-альбит-карбонатной фации, характеризуются следующими концентрациями редких и рассеянных элементов (среднее из 40 анализов по данным приближенно-количественного анализа в г/т):¹ *Mn*—753 (<2,6), *Ni*—52,4 (<3), *Co*—18 (<2,5), *Ti*—6658 (<1,3), *Cr*—121 (<1,7), *Mo*—1,33 ($\approx K$), *Cu*—153 (>1,5), *Pb*—1,07 (<8), *Zn*—77,5 (<1,6), *Ag*—0,08 (<1,25), *Ge*—0,52 (<3), *Sn*—1,65 ($\approx K$), *B*—6,02 ($\approx K$), *Ba*—107,5 (<3). Эти данные свидетельствуют о том, что исходные рудовмещающие диабазы характеризуются близ- и нижекларковыми содержаниями практически всех указанных элементов, за исключением меди, концентрация которой выше кларка в 1,5 раза.

В аподиабазовых аргиллизитах кварц-каолинит-карбонатного состава характер распределения этих элементов и их отношение к кларкам основных пород остается таким же, как и в диабазах, но для большинства из них устанавливается общая тенденция к выносу. Для *Ti*, *Cr*, *Sn*, *Ba*, *Zn* изменения их концентраций практически не существенны. Содержания *Mn*, *Ni*, *Co*, *Mo*, *Pb* и *Cu* уменьшаются против кларковых от 4 до 9 раз. В аргиллизитах вышекларковые концентрации установлены только для *Sb* (>24), *Ge* (>4,5) и *B* (>3,5).

По данным количественных спектральных анализов в аргиллизитах установлены следующие содержания (в г/т): *Mn*—715 (<2,7), *Ni*—59 (<3), *Co*—15 (<3), *Ti*—3200 (<2,6), *Cr*—52 (<4), *Mo*—0,1 (<10), *Cu*—117 ($\approx K$), *Pb*—отсутствует, *Zn*—91 (<1,3), *Ge*—18 (>10), *Sn*—0,6 (<3).

Таким образом, как исходные диабазы, так и аподиабазовые аргиллизиты Тиграберда, по отношению к кларкам соответствующих элементов характеризуются близко- или нижекларковыми содержаниями. Интересно поведение германия в аргиллизитах, где наблюдается возрастание его содержания в 4,5 раза против кларковых, несмотря на то, что в исходных диабазах его концентрация была в 3,5 раза меньше кларка. В отдельных зонах аргиллизации содержания германия достигают 30 г/т (по данным количественного спектрального анализа). Обогащение германием аргиллизитов объясняется его кристаллохимическим родством с глиноземом и является следствием интенсивного кислотного выщелачивания щелочей и щелочноземельных элементов из диабазов на

¹ В скобках указано отношение элемента к кларку по А. П. Виноградову.

фоне инертного поведения глинозема, вместе с которым происходит накопление германия.

Медь по сравнению с исходными диабазами при процессах кислотного выщелачивания выносится из зон аргиллизации и отлагается, по-видимому, на фронте нейтрализации растворов в составе карбонат-сульфидных прожилков и вкрапленности. Другими словами, «аргиллизирющие» растворы не способствуют концентрации меди в самих аргиллизитах (если в диабазах содержание $Cu >$ кларка в 1,5 раза, то в аргиллизитах оно приближается к кларковому), а приводят к рассеянию в зонах пропилигизированных диабазов, окаймляющих и подстилающих каолинит-карбонатные аргиллизиты. С этой точки зрения в случае эндогенного источника меди концентрированное его осаждение происходило бы в более глубоких частях зон аргиллизации при переходе каолинитовых аргиллизитов в хлорит-карбонатные пропилиты. При таком анализе становится очевидным, что наблюдаемые на современном уровне эрозионного среза зоны аргиллизации представляют собой лишь верхнюю фацию пропилитов, отсюда возникают и перспективы поисков оруденения с глубиной.

Вопросы генезиса и возраста данного типа оруденения окончательно не разрешены. Существуют мнения: как о связи его с интрузивными диабазами неясного, предположительно коньяк-сангонского возраста [5], так и с более молодыми градиентами палеогенового возраста. Следует подчеркнуть, что обе точки зрения высказаны в порядке предположения.

Рудовмещающие гидротермальные аргиллизиты представляют собой зоны интенсивного кислотного выщелачивания основных вулканитов и поэтому трудно приписать его воздействию послемагматических растворов основных магм, как это предполагают сторонники генетической связи медного оруденения аргиллизитового типа с интрузивными диабазами.

Геологические наблюдения о более позднем, чем плагиогранит-порфиры, возрасте зон рудовмещающих аргиллизитов склоняют нас к мысли об их парагенетической связи с деятельностью кислых безкальневых углекисло-сернистых гидротерм, источником которых явились очаги плагиогранит-порфиров субвулканического облика. Однако возраст последних геологическими данными точно не датируется. Они прорывают нижнесенонские образования и не встречены в верхнесенонских и более молодых породах. В соответствии с вышесказанными соображениями наиболее вероятным нам представляется верхнемеловой (докамланский) возраст медной минерализации аргиллизитового типа и ее связь с очагами нижнесенонского вулканизма (эффузивно-субвулканического комплекса).

Березитовый тип представлен кварц-пирит-халькопиритовой минерализацией Саринарского рудопроявления [8].

Рудная минерализация Саринарского проявления представлена мелкокрапленными, мелкогнездовыми (до 5 см в поперечнике) и прожилковидными выделениями халькопирита и пирита с примесью единичных

зерен сфалерита, гематита, магнетита в карбонатсодержащих кварцевых жилах (до 10 см) и прожилках гребенчатого строения при мощности от 0,5 до 4—5 см.

Рудовмещающими породами служат пестроцветные известковистые туфогравелиты, туфоконгломераты и органические известняки нижнего сенона, которые в зальбандах прожилков интенсивно карбонатизированы (перекристаллизованы), окварцованы, серицитизированы и содержат макроскопическую вкрапленность пирита, халькопирита и магнетита.

Халькопиритовая минерализация тесно ассоциирует с кварцем и серицитом типа фенгита; последний часто обрастает агрегаты халькопирита и развивается в зальбандах прожилков около скоплений сульфидов.

В структурном отношении проявление локализовано в приконтактовой полосе нижнесенонских пород кремнисто-диабазовой формации и верхнесенонских мергелистых известняков вдоль северного борта мощной (до 125 м) близширотной (антикавказской) зоны развальцованных, перемятых и милонитизированных пород, прослеживаемой примерно на 5 км.

К северу от зоны разлома, вплоть до водораздела Севанского хребта, развита мощная толща яшмо-радиоляритов (760—700 м) с редкими потоками (пластовыми залежами?) миндалекаменных и афировых диабазовых порфиритов суммарной мощностью 125—130 м, относящихся к верхам разреза. Южнее зоны разлома развиты мергелистые известняки верхнего сенона.

Непосредственно на участке проявления массивы перидотитов, габброидов и плагиогранитов отсутствуют; ближайшие их выходы расположены примерно в 0,8—1,2 км к западу и востоку от него, а также на севере—в приводораздельной части Севанского хребта, где они слагают основание разреза.

Наиболее характерными для рудопроявления являются дайки и пластообразные тела микродиоритов и габбро-диоритов, которые рассекают известняки верхнего сенона и по своим зальбандам контролируют размещение карбонатно-кварцевых прожилков. Система кварц-карбонатных прожилков развита также в известняках, но они не содержат рудной минерализации, что обусловлено безжелезистым составом вмещающих прожилки пород. В правых боковых истоках р. Саринар в вулканитах основного состава часто встречаются кварцевые, эпидот-кварцевые и кварц-эпидотовые жилы и прожилки гребенчатого и друзового строения с редкой вкрапленностью пирита, иногда и халькопирита.

Геохимическое опробование пирит-халькопиритового концентрата из прожилков указывает на высокие содержания никеля (1800 г/т) и кобальта (70 г/т), повышенные концентрации молибдена (150 г/т), совершенно не типоморфного элемента сульфидных руд офиолитов и на наличие Ag (140 г/т), Bi (0,7 г/т), As (320 г/т), Sb (5 г/т), Sn (13 г/т), Ba (450 г/т), Tl (20 г/т)—компонентов, не типичных для пород офиоли-

товой серии и характерных для руд эпитермального типа (золоторудного и киноварного).

По минеральному составу и характеру околожильных изменений описанная минерализация относится к пирит-халькопирит-серицит-кварцевому березитовому формационному типу, обогащенному рядом элементов, типоморфных как для пород офиолитовой ассоциации (*Ni*, *Co*, *Cu*), так и для гранитоидов (*Mo*, *Sn*, *Be*, *Bi*, *Tl* и др.).

Значительное содержание карбонатов в березитах Саринара обусловлено первично карбонатным и основным составом рудовмещающих пород (известковые туфогравелиты, органогенные известняки, габбро-диориты) и с этой точки зрения эти березиты следует рассматривать в качестве апокарбонатной фации березитовой формации. Березитовый тип был сформирован под воздействием углекисло-сернисто-калиевых растворов, содержащих также значительные концентрации *Cu*, *Mo*, *Pb*, *Zn*, *Ag*, *As*, *Cd*, *Sb*, *Bi*, *Sn*, *Tl*, *Ba*, что сближает его с эпитермальным типом оруденения.

Медная минерализация Саринарского проявления по совокупности геолого-генетических признаков является эпигенетичной по отношению к верхнемеловым образованиям (т. е. постофиолитовой) и парагенетически связана с послемагматической гидротермальной деятельностью послемелового (по всей вероятности, палеогенового) интрузивного комплекса гранитоидов габбро-диорит-гранодиоритовой формации, редкие производные которого на рудопроявлении представлены микродиоритами и габбро-диоритами.

Таким образом, в пределах Севанской зоны в породах офиолитовой ассоциации (верхний мел) и надофиолитового (постофиолитового) чехла (мел-эоцен) можно наметить пять типов медной минерализации, формирование которых отражает этапность тектоно-магматического развития зоны в связи с послемагматической деятельностью разновозрастных магматических комплексов: эффузивно-субвулканических, плутоногенно-интрузивных.

В породах офиолитовой ассоциации локализованы эпидозитовый, аргиллизитовый и березитовый типы пирит-халькопиритовой минерализации, а в надофиолитовом чехле — вторично-кварцитовый и скарновый с наложенным оруденением.

Наиболее древними типами медной минерализации являются эпидозитовый и аргиллизитовый, парагенетически связанные с начальными и ранними стадиями формирования офиолитового трога в среднемеловое время.

Скарновый и вторично-кварцитовый типы медной минерализации относятся к пред- или раннеорогенным этапам (верхний мел-средний эоцен) и в пространстве и во времени тесно связаны со становлением гранитоидных массивов умеренной кислотности.

Важно отметить, что раннеорогенные гранитоиды внедрялись в вулканогенно-осадочную толщу среднего эоцена, которая в заключительные стадии своего формирования претерпела поствулканическую ре-

гиональную среднетемпературную пропилитизацию эпидот-хлоритовой ступени [8], на фоне которой в связи с формированием кислого субвулканического комплекса имели место явления близповерхностного кислотного выщелачивания с образованием полифациальных массивов вторичных кварцитов (монокварциты, алунитовые, диаспор-пиррофиллитовые и т. п.). В высокотемпературных условиях контактовых зон гранитоидов по различным фациям вторичных кварцитов шла дегидратация водосодержащих минералов с образованием корунд- и андалузитсодержащих кварцитов, а в послемагматическом этапе гранитоидов среднего эоцена имели место явления скарнообразования (за счет пропилитов) с последующей локализацией в них медно-серноколчеданного и медно-гематитового оруденения. Возможно, что между процессами скарнирования и образования приконтактовых вторичных кварцитов, с одной стороны, и локализацией в них медного оруденения, с другой, существовал временной разрыв, отмеченный внедрением жильно-магматических пород гранитоидных комплексов. С этой точки зрения скарны и приконтактовые кварциты ортогенетически не связаны с оруденением и являются в силу своих физико-механических и химических свойств благоприятной средой для локализации медных руд. Сопровождающие медную минерализацию серноколчеданные и окисные гематитовые руды, по всей вероятности, отражают лишь конкретные условия вмещающей среды.

Институт геологических наук
АН Арм. ССР

Поступила 12.VI.1979

2. 2. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

ՍԵՎԱՆԻ ՕՓԻՈՒՏԱՅԻՆ ԳՈՏՈՒ ՊՂՆՁԱՅԻՆ ՄԻՆԵՐԱԿԱՑՄԱՆ ՏԻՊԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում արված է օֆիոլիտային ասոցիացիայի ապարներում տեղադրված պղնձային միներալացման բնույթի ու տիպերի երկրաբանա-գեներտիկական մեկնաբանման և համակարգման առաջին փորձը:

Ըստ մերձհանքային փոփոխման բնույթի անջատված են պղնձային միներալացման հինգ տիպեր. էպիդոդիտային, արգիլիդիտային, բերեդիտային, երկրորդային քվարցիտային և սկառնային:

Պիրիտ-խալկոսիրիտային միներալացման առաջին երեք տիպերը կենտրոնացված են միջկամպանյան հասակի օֆիոլիտային ասոցիացիայի ապարներում, իսկ վերջին երկուսը՝ պալեոգենի հասակի օֆիոլիտային ծածկոցում:

էպիդոդիտային տիպը բնորոշում է գաբրոիդային պլուտոնային կոմպլեքսի հետմադամտիկ դործունեության եզրափակիչ էտապները:

Արգիլիդիտային տիպը կապված է օֆիոլիտային էֆուզիվ դիաբազային հաստվածքի պլագիոգրանիտային մագմատիզմի հետ:

Չնայած որ բերեղիտային տիպը տեղադրված է օֆիոլիտային ասոցիացիայի ապարների կտրվածքի վերին մասում, այնուամենայնիվ հանդես է բերում հետօֆիոլիտային հասակի նշաններ և կապված է միջին էոցենի դար՝ բողբոխ-պրանոզիորիտային ֆորմացիայի հետ:

Երկրորդային քվարցիտային և սկանոնային տիպերը տարածության և ժամանակի մեջ սերտ կապված են պալեոգենի հասակի միջին թթվայնության գրանիտոիդային կոմպլեքսի հետ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б., Пароникян В. О., Матевосян А. Ш. Геология, рудоносность и минералого-геохимические особенности Амасийского рудного района Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 24, № 4, 1971.
2. Амирян Ш. О. О вещественном составе руд одного из золоторудных месторождений. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIII, № 3—4, 1960.
3. Амирян Ш. О. К минералогии золоторудных месторождений. ДАН Арм. ССР, т. XXXI, № 1, 1960.
4. Асланян А. Т., Сатян М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
5. Пиджян Г. О. Об осадочно-вулканогенной толще северо-восточного побережья оз. Севан. Известия АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. 9, № 6, 1956.
6. Салия Д. Г. Некоторые закономерности локализации гидротермального оруденения Амасия-Акеринской геотектонической зоны Малого Кавказа. Геолог. сб. Тр. КИМСа, № 2, 1962.
7. Саркисян Г. А. О взаимоотношениях диоритовых даек и кварцевых эпидозитов на одном золоторудном месторождении Армении. ДАН Арм. ССР, т. 43, № 1, 1966.
8. Саркисян Г. А. Саринарское медное рудопроявление в Присеванской офиолитовой зоне. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1978.
9. Саркисян Г. А., Ачикгезян С. О., Налбандян Э. М., Мурадян К. М. Метасоматические формации колчеданосных зон Армянской ССР. Материалы к симпозиуму «Метасоматизм и колчеданное оруденение». Изд. АН Арм. ССР, 1975.

УДК 550.31 : 551.1

А. Г. БАБАДЖАНИЯН, С. М. ОГАНЕСЯН

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ПРОФИЛЮ с.с. КАБАХЛУ—ДЖАНАХМЕД ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В проблеме изучения глубинного строения земной коры Армянской ССР, две трети территории которой покрыты молодыми вулканическими образованиями, первостепенное значение приобретают геофизические исследования, среди которых гравиметрия занимает одно из ведущих мест. Возможности гравиметрии значительно расширяются при ее комплексировании с геологическими и другими геофизическими методами, в первую очередь с данными бурения и различными модификациями сейсмометрии.

Прошедшее десятилетие характеризуется новыми достижениями в развитии количественных методов интерпретации геофизических материалов. Как показывает обзор работ, в основу большинства новых методов обработки геофизической информации положена идея комплексной интерпретации [7]. В огромной степени этому способствовало широкое применение математических методов и электронно-вычислительных машин [10, 12, 14]. Однако, современные методы интерпретации еще не нашли широкого применения в массовой производственной практике. В большинстве случаев интерпретация осуществляется традиционными методами, которые были предложены В. Б. Федынским, Э. Э. Фотиади, Б. А. Андреевым и другими исследователями, что значительно ограничивает возможности гравиметрии.

В настоящей статье приводятся результаты количественной интерпретации гравитационного поля вдоль профиля Кабахлу-Джанахмед¹ совместно с сейсмологическими, аэромагнитными и геологическими данными, которые позволяют выявить новые данные и уточнить строение верхней части земной коры исследуемой территории, а также выдвинуть ряд предположений.

В наблюдаемом гравитационном поле профиль Кабахлу-Джанахмед расположен в Центральной зоне пониженных значений силы тяжести и пересекает с северо-востока на юго-запад Севанскую градиентную зону, Мазринский минимум, Акункский максимум и Далидагский минимум (рис. 1). Профиль пересекает следующие тектонические зоны: Мисхано-

¹ По профилю Кабахлу-Джанахмед в 1973 году проводились сейсмологические исследования станциями «Земля» [6].

Зангезурскую мегантиклиналь Кафанскую моноклиналь и Присеванскую мегасинклиналь [1].

В геологическом строении исследуемой территории принимают участие песчаники, конгломераты и вулканические образования верхнего мела; порфириты эоцена; липариты, обсидианы нижнего плиоцена, базальты, андезитовые и дацитовые лавы четвертичного возраста, а также современные аллювиальные и делювиальные отложения. Интрузивные образования представлены эоценовыми гранитоидами и позднемеловыми интрузиями офиолитовой ассоциации [5]

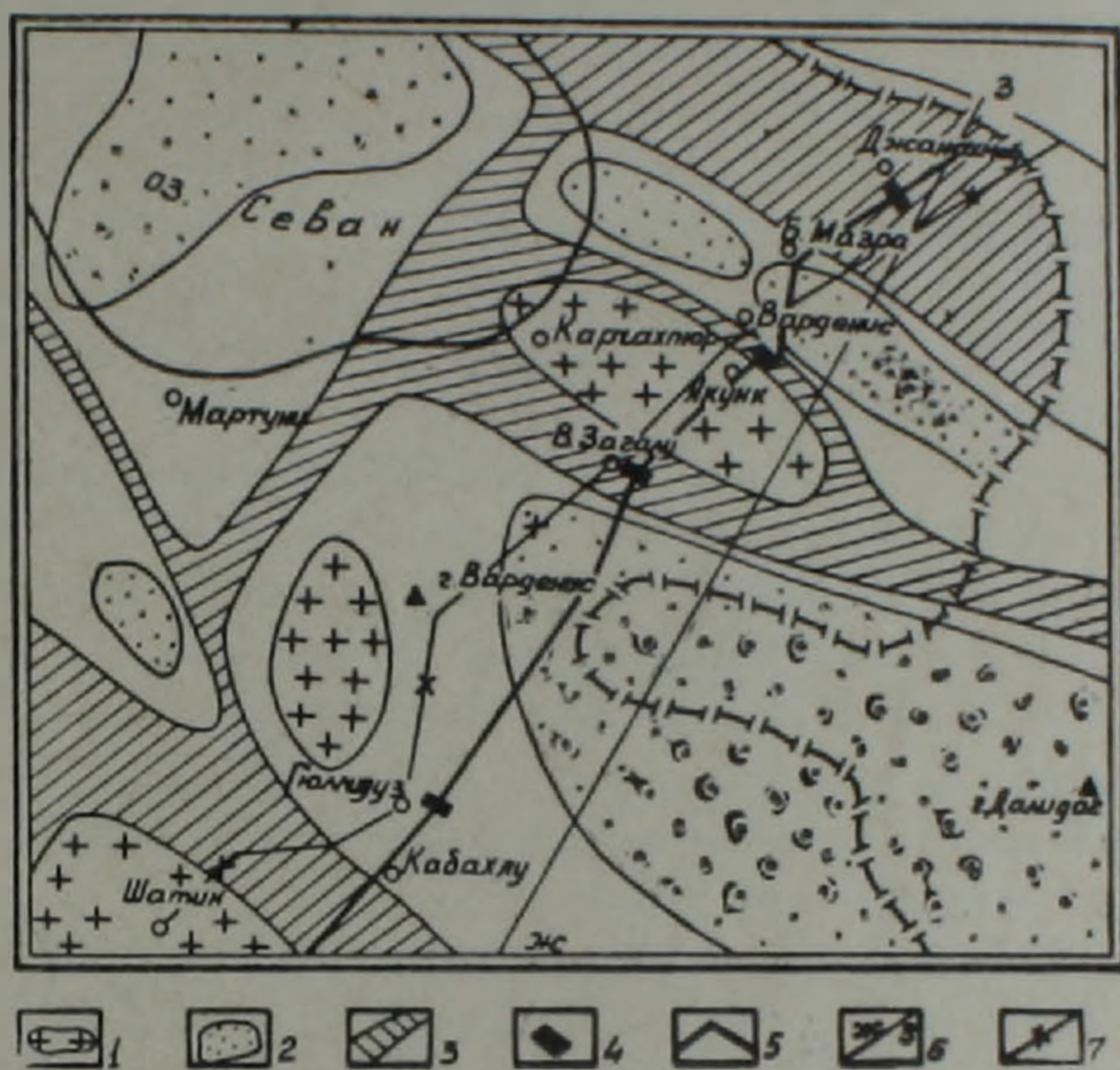


Рис. 1. Схема районирования гравитационного поля исследуемой территории (составил А. Г. Бабаджанян). 1—относительные максимумы Δg ; 2—относительные минимумы Δg ; 3—зоны больших горизонтальных градиентов Δg ; 4—глубинные разломы по данным станций «Земля»; 5—интерпретационный профиль; 6—северо-восточный отрезок профиля Ж-3 (А. Т. Асланян и др.); 7—геологический профиль (А. В. Варданян, Э. В. Ананян).

Цель количественной интерпретации гравитационного поля заключается в построении такой плотностной модели верхней части земной коры, чтобы ее гравитационный эффект совпадал с аномальным полем. Построение плотностной модели осуществляется выдвижением и проверкой методом итерационного моделирования [7] рабочей гипотезы о строении верхней части земной коры изучаемого района на основании имеющихся геолого-геофизических данных.

Глубинность и достоверность построения модели существенно зависят от степени достигнутой геолого-геофизической изученности района. В настоящее время лишь гравитационное и магнитное поля исследованы достаточно детально. Сведения о глубинной геологии (данные бурения), сейсмических скоростях и тепловом потоке исследуемой террито-

рии отсутствуют или явно недостаточны. Поэтому построение модели в основном опирается на данные гравиметрии.

Качественный анализ относительных максимумов и минимумов наблюдаемого гравитационного поля Δg_n по профилю (амплитуда, интенсивность, ширина и т. д.) позволяет предположить обусловленность этих экстремумов структурами, залегающими на небольших глубинах. Вероятность такого предположения дополнительно может быть аргументирована приуроченностью некоторых установленных поднятий и опусканий поверхности кристаллического фундамента на территории Армянской ССР (Арзакан-Апаранский, Тазагюхский выступы, Фонтанский прогиб) к локальным относительным экстремумам гравитационного и магнитного полей [2, 4, 13].

Из имеющихся фактических материалов следует, что на данном этапе исследований нужно ограничиться рассмотрением следующих вопросов:

1) определение положения границы между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом;

2) выявление вертикальных плотностных границ в верхней части консолидированной коры.

Положение границы между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом определялось по разностной кривой $\Delta g_{\text{разн}}$, которая получена в результате вычитания из наблюдаемого гравитационного поля Δg_n его региональной составляющей $\Delta g_{\text{рег}}$. Региональная составляющая поля была вычислена методом Тихонова-Буланже с радиусом осреднения, соответствующим глубине 5 км.

За исходное положение границы между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом была принята поверхность «Ф» (рис. 2), которая характеризуется средними скоростями продольных и поперечных волн соответственно 5.5—6.0 км/сек и 2.9—3.1 км/сек [6].

При решении прямой и обратной задачи гравиметрии исходная двухмерная плотностная модель положения фундамента аппроксимировалась совокупностью бесконечных вертикальных прямоугольных призм. Теоретические расчеты велись на ЭВМ «Минск-22» для точек профиля длины 80 км, расположенных на рельефе местности, с шагом, равным 1 км.

На первом этапе интерпретации, при помощи решения прямой задачи по программе, составленной С. М. Оганесяном, были рассчитаны гравитационные эффекты для первоначальной модели при перепаде плотности между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом $\Delta \sigma = +0.1; +0.2; +0.3; +0.4$ г/см³ и средней глубине залегания поверхности «Ф» 2000 м ниже уровня моря (нулевого уровня). Интервал 0.1—0.4 г/см³ изменения перепада плотностей $\Delta \sigma$ соответствует разности граничных значений плотностей между породами осадочного чехла, имеющими среднюю плотность 2.55 г/см³ (2.45—2.65), и кристаллического фундамента—2.75 г/см³ (2.65—2.85), выявленных в результате изучения физических свойств горных пород исследуемого района [2, 9].

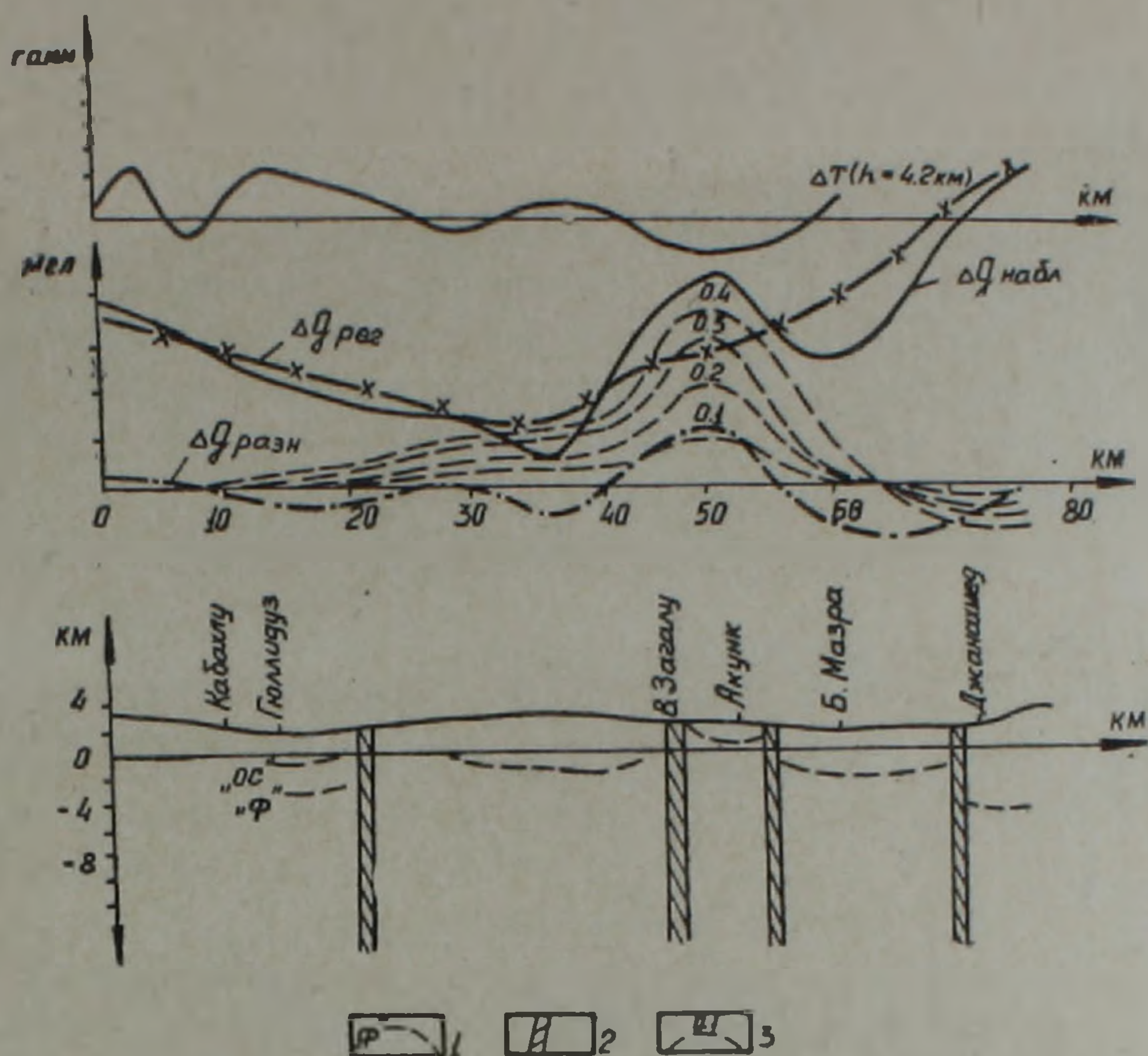


Рис. 2. 1—поверхность «Ф» по данным станций «Земля»; 2—глубинные разломы; 3—вычисленные гравитационные эффекты от поверхности «Ф» (0,1—значение перепада плотностей).

Рассчитанные гравитационные эффекты были сопоставлены с разностной кривой $\Delta g_{\text{разн}}$ (рис. 2). Анализ сопоставления показывает, что объяснить рассчитанные кривые $g_{\text{Ф}}$ влиянием поверхности фундамента, изображенного на рис. 2, невозможно.

Основные причины несовпадения связаны со следующими обстоятельствами:

- а) выбором средней глубины залегания аномалиеобразующей поверхности h (асимптоты) для исследуемого района;
- б) определением наиболее вероятной избыточной плотности между породами осадочного чехла и фундамента;
- в) несоответствием на некоторых отрезках сейсмических и плотностных границ раздела.

Второй этап интерпретации заключался в расчете такой модели поверхности фундамента, гравитационный эффект которой отвечает кривой $\Delta g_{\text{разн}}$. Перепад плотностей $\Delta \rho$ брался равным $+0.1$; $+0.2$; $+0.3$; $+0.4 \text{ г/см}^3$.

Поиск аномалиеобразующей границы осуществляется следующим образом. На каждом шаге интерпретации фиксируется перепад плотности и задается средняя глубина залегания аномалиеобразующей поверхности «Ф». Находится положение границы между осадочным чех-

лом и кристаллическим фундаментом при помощи программы решения обратной задачи гравиметрии о контактной поверхности [8, 11]. Изменение средней глубины поверхности фундамента на следующем шаге производится с учетом предыдущих результатов.

Качество отбора того или иного положения аномалиеобразующей границы оценивается величиной среднеквадратичного отклонения заданных величин поля и найденных в результате интерпретации. По этому критерию и результатам определения физических свойств горных пород исследуемой территории предпочтительным является вариант для перепада плотности $+0,2 \text{ г/см}^3$ и средней глубины залегания $h=500 \text{ м}$ ниже уровня моря (рис. 3). Отметим, что для перепада плотностей $+0,1$ и $+0,4 \text{ г/см}^3$ положение аномалиеобразующей границы подобрать не удалось.

При сравнении полученной модели с первоначальной выявляется существенное различие в оценке глубины залегания поверхности фундамента на концах рассматриваемого профиля в районе сел Кабахлу и Джанахмед.

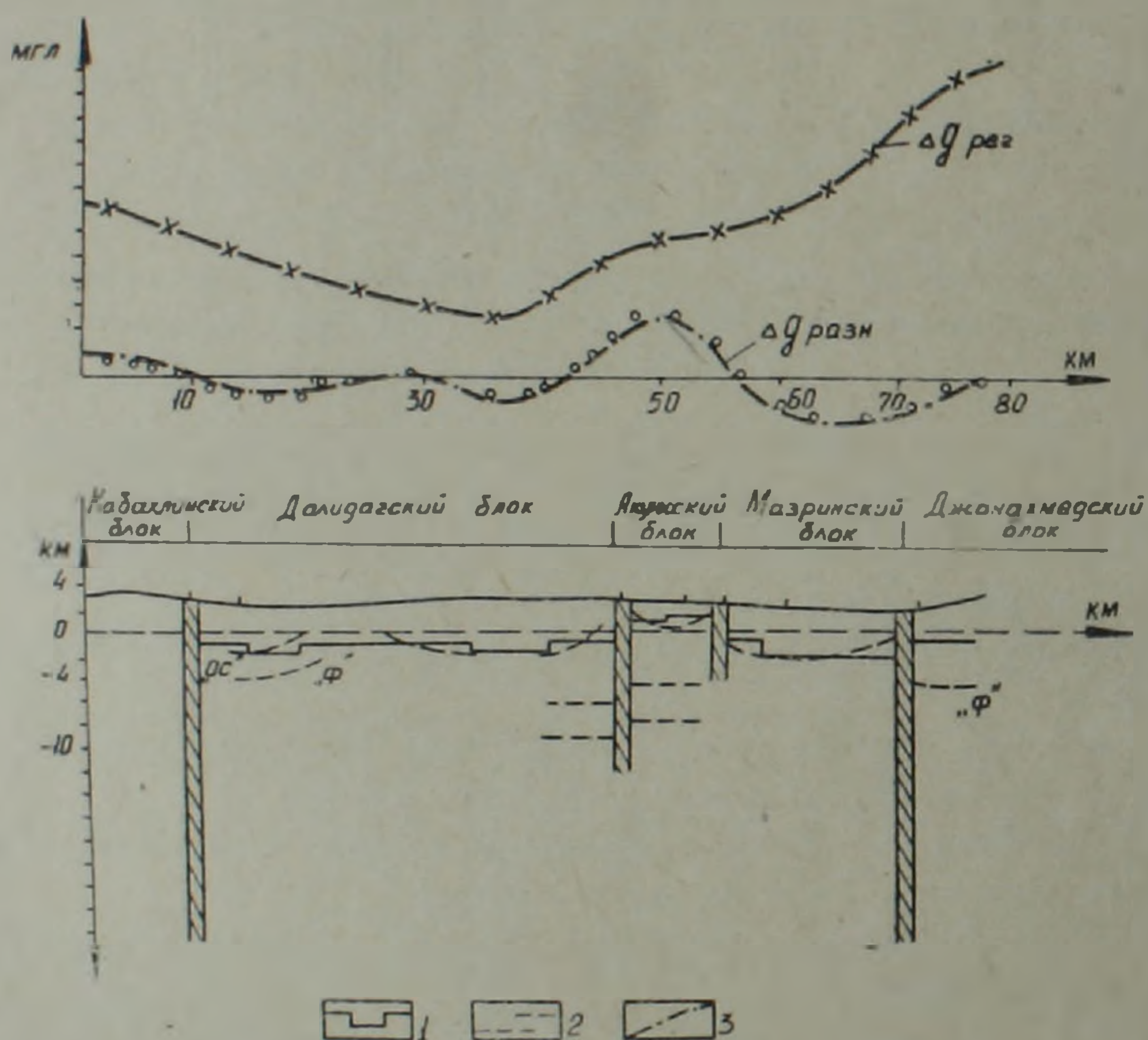


Рис. 3. Схематический разрез земной коры по профилю Кабахлу—Джанахмед. 1—поверхность фундамента по гравиметрическим данным; 2—предельные положения вертикального уступа; 3—гравитационный эффект фундамента при $\Delta\delta=0,2 \text{ г/см}^3$.

Как видно из рис. 3, поверхность фундамента в начале профиля (пикеты 0—10), залегающая на глубине нулевого уровня, ступенчато-опускается, достигая в районе с. Кабахлу отметки 500 м ниже нулевого уровня (пикеты 10—15), а на участке пикетов —15-19-1000 м. На этом

участке аномалиеобразующая граница совпадает с поверхностью «ОС», выявленной станциями «Земля», а также с результатами геологического картирования по сквозному профилю с. Тандзик—Севанский хребет, проходящему параллельно рассматриваемому профилю [3]. Отметим, что пространственное местоположение глубинного разлома, выявленного станциями «Земля» [6], а также геологической съемкой [3], в 3-х км северо-восточнее с. Гюллидуз, не подтверждается данными количественной интерпретации. Разлом, по-видимому, расположен юго-западнее с. Кабахлу в градиентной зоне гравитационного поля (пикеты 8—10). Далее, на северо-восток, до с. В. Загалу, поверхность фундамента залегает на глубине 500 м ниже нулевого уровня, достигая в центральной части Далидагского относительного минимума глубины 1500 м.

На участке сел В. Загалу—Варденис поверхность фундамента по разломам горстообразно приподнята до отметок 1200—1400 м выше уровня моря. Амплитуды смещения по разломам составляют соответственно 1,7 и 2,0 км. Максимальное погружение поверхности фундамента 2000 м ниже нулевой линии получено в районе с. Б. Мазра. В районе с. Джанахмед фундамент по разлому приподнят на 2 км.

Учитывая результаты количественной интерпретации и выявленные на основе геологического картирования прямые соотношения между палеоцен-нижнеэоценовыми и среднедевонскими структурными элементами на участке р. Арпа—гора Варденис, можно считать правильным предположение авторов работы [3] о наличии аналогичной связи на участке гора Варденис—Севанский хребет.

Таким образом, в результате количественного истолкования разностной кривой $\Delta g_{\text{разл}}$ вдоль рассматриваемого профиля по поверхности фундамента выделяются следующие блоки: 1. Кабахлинский; 2. Далидагский; 3. Акункский; 4. Мазринский; 5. Джанахмедский. С целью выявления, в какой мере выделенные блоки прослеживаются в юго-восточном направлении, были проведены аналогичные исследования вдоль северо-восточного отрезка регионального геологического профиля Ж—З, составленного А. Т. Асланяном и др. [5]. Расчеты показали, что блоковое строение фундамента сохраняется и полученное положение его поверхности хорошо согласуется с выделенными антиклинальными и синклиналильными структурами, если принять за поверхность фундамента в районе Далидагского гравитационного минимума нижнюю кромку триасовых отложений, а в районах Акунского и Мазринского аномалий—верхнюю кромку нижнекарбоновых отложений.

На третьем этапе интерпретации была предпринята попытка по региональной составляющей гравитационного поля $\Delta g_{\text{рег}}$ выделить и качественно охарактеризовать вертикальные плотностные границы в консолидированной коре.

Как видно из рис. 3, на кривой $\Delta g_{\text{рег}}$ в районе с. В. Загалу выделяется локальная аномалия интенсивностью 15—17 мгл и шириной 10—12 км. Для истолкования этой аномалии было допущено предположение, что она обусловлена вертикальным уступом.

Исходя из полученной амплитуды смещения 1,7 км по поверхности фундамента по разлому в районе с. В. Загалу, высота уступа варьировала в пределах 1,5—2,0 км. Расчеты велись для избыточных плотностей $+0,1$; $+0,2$; $+0,3$ г/см³. При этих параметрах уступа глубина залегания его нижней грани изменялась в пределах от 5,5 км (при $\Delta\delta = 0,1$ г/см³) до 8,4 км (при $\Delta\delta = 0,3$ г/см³). Это свидетельствует о том, что разлом, выявленный в районе с. В. Загалу, по всей вероятности, ограничивается в гранитном слое.

Анализ кривой $\Delta g_{p,r}$ в районах сел Кабахлу и Джанахмед указывает на наличие вертикальных плотностных границ в более глубоких горизонтах земной коры, что свидетельствует о глубинном характере этих разломов. Определение количественных характеристик глубинных разломов является предметом дальнейших исследований.

В ы в о д ы

1. В результате количественной интерпретации гравиметрических данных совместно с сейсмологическими, аэромагнитными и геологическими материалами построена поверхность фундамента по профилю Кабахлу-Джанахмед. Выявляется сложное блоковое строение фундамента, который залегает на глубине от 2000 м ниже до 1400 м выше уровня моря.

2. Установлена наиболее вероятная величина перепада плотности 0,2 г/см³ между породами осадочного чехла и кристаллического фундамента.

3. Определена средняя глубина залегания поверхности фундамента, равная для исследуемой территории 500 м ниже уровня моря.

4. Сопоставление результатов интерпретации по параллельным профилям показывает, что получаемые средние глубины, перепады плотности и блоковое строение по поверхности фундамента идентичны. Это позволяет сделать предположение, что выделенные блоки объединяются в гравитационном отношении в единую структуру, границы которой проходят по зонам больших горизонтальных градиентов аномалий силы тяжести (глубинные разломы) (рис. 1, 3).

5. Представлен новый вариант схематического разреза строения верхней части земной коры вдоль профиля Кабахлу—Джанахмед, где уточнены местоположения и охарактеризованы зоны глубинных разломов, выявленные станциями «Земля».

6. Использование данной методики количественной интерпретации позволяет повышать эффективность гравиметрических исследований, выполнять оценочные расчеты с грубой отбраковкой вариантов, проводить детальные вычисления, учитывающие локальные особенности заданной кривой, находить плотностные границы на больших глубинах.

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

Поступила 15.VI 1979.

ԿԱՐԱԽԼՈՒ-ՋԱՆԱԽՄԵՐ ԳՐՈՖԻԼՈՎ ԵՐԿՐԱԿԵՂԵՎԻ ՎԵՐԻՆ ՄԱՍԻ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ ԴՐԱՎԻՄԵՏՐԱԿԱՆ ՏՎՅԱԼՆԵՐՈՎ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Սեյսմոլոգիական, աֆրոմագնիտական և երկրաբանական նյութերի հետ համատեղ դրավիմետրական տվյալների քանակական մեկնաբանման հիման վրա Կաբախլու-Ջանախմեղ պրոֆիլով կառուցված է երկրակեղևի վերին մասի սխեմատիկ կտրվածքի նոր տարբերակը, ի հայտ է բերված բյուրեղային հիմքի մակերևույթի բարդ բլոկային կառուցվածքը:

Որոշված են նստվածքային ծածկոցի և բյուրեղային հիմքի ապարների խտությունների $0,2$ գ/սմ³ ամենահավանական մեծությունը, ինչպես նաև հիմքի մակերևույթի տեղադրման միջին խորությունը, որը ուսումնասիրվող տարածքի համար կազմում է 500 մ. ծովի մակերևույթից ցածր:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
2. Бабаджинян А. Г. Некоторые данные о разломной тектонике бассейна озера Севан по геофизическим и геодезическим исследованиям. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1977.
3. Варданян А. В., Ананян Э. В. Геологическая интерпретация сквозного профиля территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1975.
4. Геология Армянской ССР. Том 10, «Геофизика». Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1972.
5. Геология СССР. Том 43, Армянская ССР, «Недра», М., 1970.
6. Егоркина Г. В., Соколови Н. А., Егорови Л. М. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. «Советская геология», № 3, 1976.
7. Козленко В. Г., Старостенко В. И., Субботин С. И. Строение коры и верхней мантии по гравиметрическим данным. В кн. «Тектоносфера Земли», «Наука», М., 1978.
8. Оганесян С. М. Устойчивые итерационные процессы и их применение в задачах гравиметрии. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата физ.-мат. наук, ИФЗ АН СССР, М., 1977.
9. Оганесян Ш. С. О плотности горных пород. Известия АН Арм. ССР, серия геол. и географ. наук, № 3, 1958.
10. Старостенко В. И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии, «Научно-ва думка», Киев, 1978.
11. Старостенко В. И., Оганесян С. М. Устойчивые операторные процессы и их применение в задачах геофизики. Известия АН СССР, Физика Земли, № 5, 1977.
12. Страхов В. Н. Некоторые применения функционально-аналитических методов в математической теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора физ.-мат. наук, ИФЗ АН СССР, М., 1972.
13. Пирузян С. А., Бабаджинян А. Г., Донабедов А. Г., Оганесян Л. Б. Блочное строение территории Армянской АЭС и сопредельных районов в связи с сейсмическим районированием. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1978.
14. Цирульский А. В. Обратные задачи логарифмического потенциала. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора физико-математических наук, ИФЗ АН СССР, М., 1976.

УДК 550.3 [552.321 + 552.323] (05) 525.12(479.25)

А. В. АРУТЮНЯН

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПЛОТНОСТИ И СЖИМАЕМОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД
ОСНОВНОГО СОСТАВА ОФИОЛИТОВЫХ
ПОЯСОВ АРМЕНИИ

Плотность и сжимаемость горных пород являются важными физическими параметрами вещества недр Земли. Данные по этим величинам для различных пород в функции давления представляют большой интерес для гравиметрии, а также применяются при рассмотрении распределения плотности и скоростей сейсмических волн в земной коре и мантии [4, 5].

Результаты исследований скоростей упругих волн (V_p и V_s) для горных пород офиолитовых поясов Армении были опубликованы в работах [1, 2 и др.].

При изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии часто пользуются корреляционной связью между плотностью пород и скоростью распространения в них упругих волн [3]. Ввиду этого определенный интерес представляет установление зависимости между этими параметрами как при нормальных условиях, так и при высоких давлениях.

Образцы исследованных пород были отобраны из офиолитовых поясов Армении.

Для базальтов плотность при нормальных условиях варьирует в пределах 2,39—2,80 г/см³, пористость—от 1,52 до 8,2%, величина коэффициента Пуассона—от 0,24 до 0,27. Для диабазов плотность варьирует в пределах 2,37—3,00 г/см³, пористость—1,11—11,2%. Для пород габбро плотность заключается в пределах 2,71—3,00 г/см³, пористость—1,34—3,03%, коэффициент Пуассона варьирует в пределах 0,25—0,29.

Как обычно, скорости упругих волн V_p и V_s увеличиваются с возрастанием плотности пород; это наблюдалось в работах ряда исследователей [1, 3 и др.]. Как видно из рис. 1, зависимость между этими параметрами довольно близка к линейной. Зависимость между пористостью и скоростью продольных волн для этих же пород показана на рис. 2. Для базальтов увеличение пористости существенно влияет на величину продольных волн, что можно объяснить характером порового пространства. Как указывается в работе [3], округлая изометричная

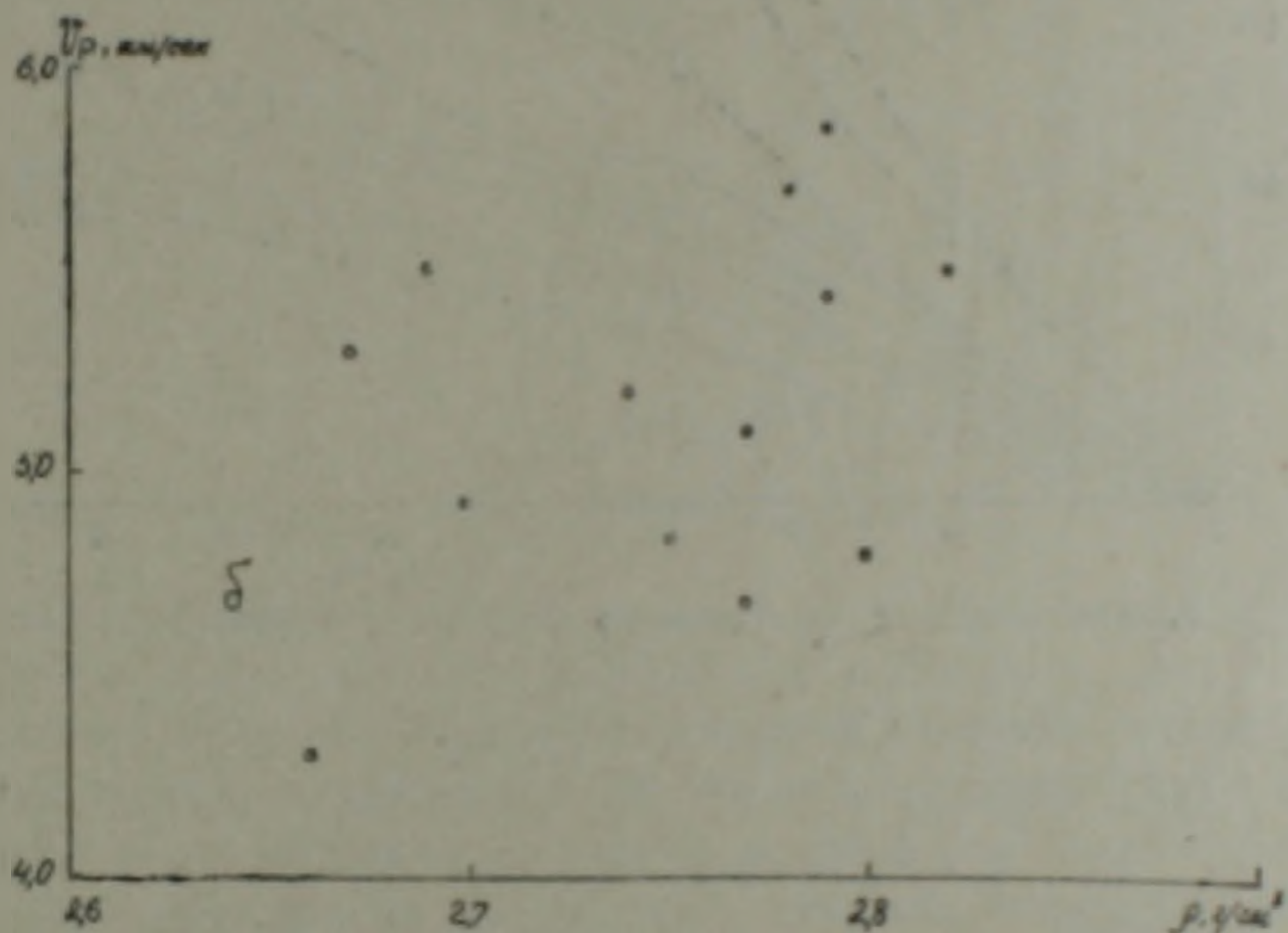
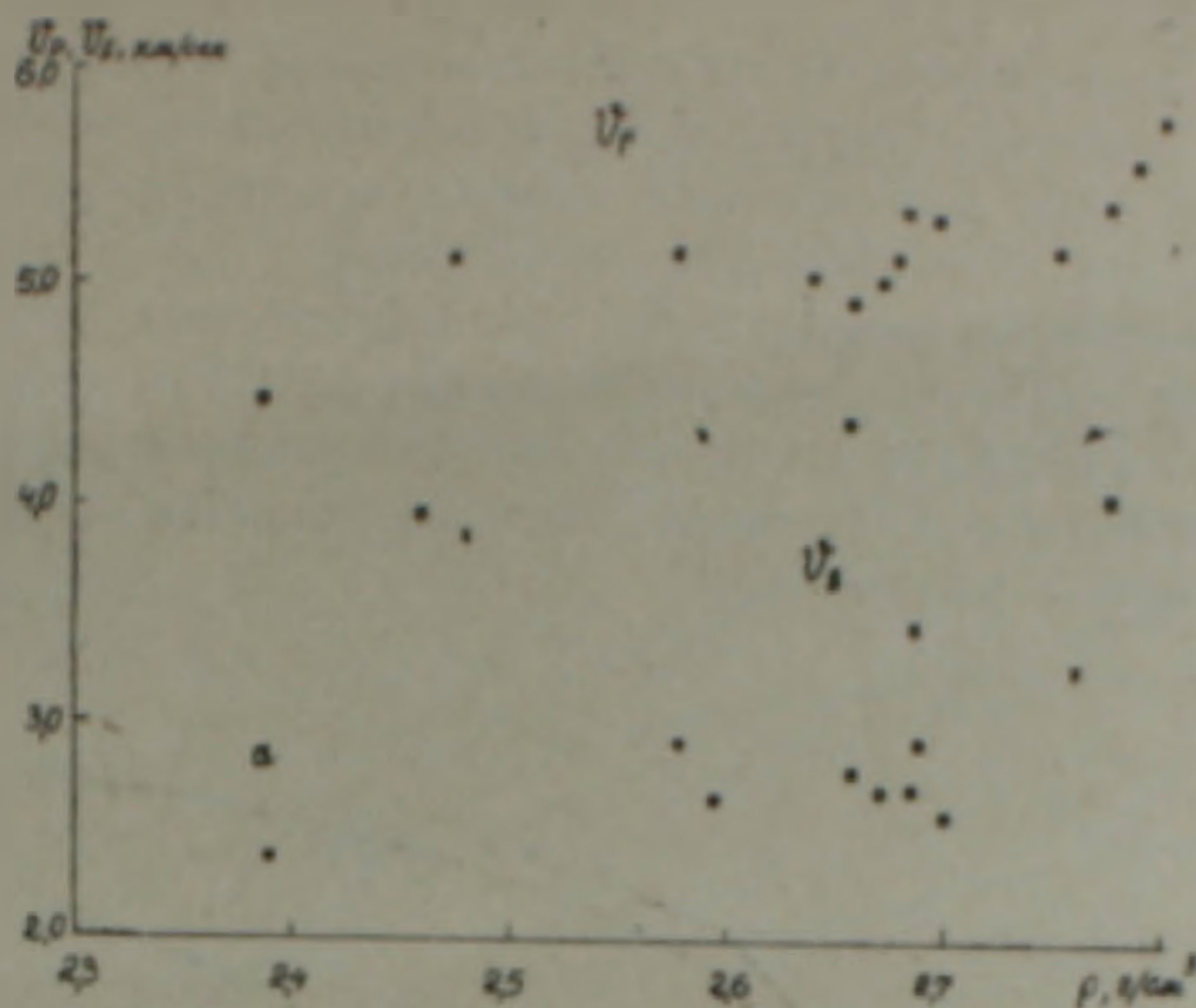


Рис. 1. Зависимость скоростей продольных и поперечных волн от плотности при атмосферном давлении: а—для базальтов, б—для диоритов.

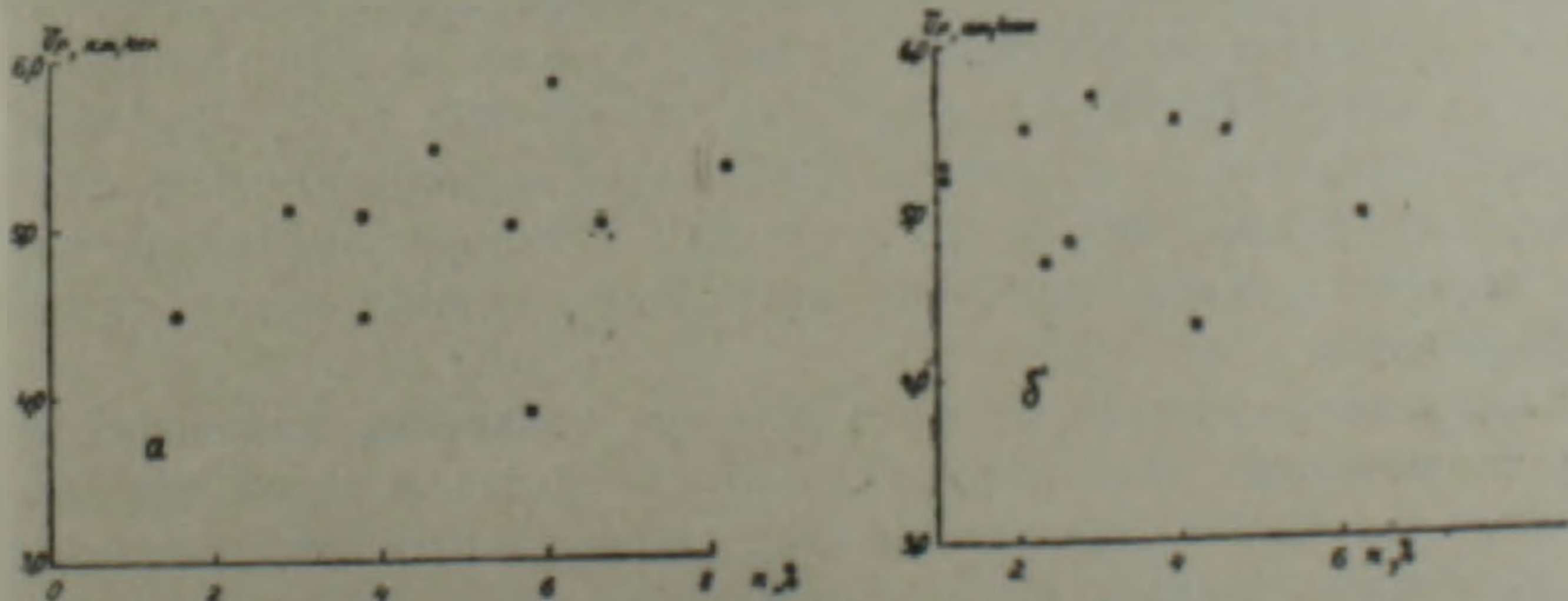


Рис. 2. Зависимость между пористостью и скоростью продольных волн при атмосферном давлении: а—для базальтов, б—для диоритов.

форма порового пространства (в исследованных нами образцах базальтов поры имеют в основном округлую форму) существенно не влияет на скорости упругих волн. Для диабазов имеется некоторая тенденция к понижению скорости с увеличением пористости.

Влияние давления на сжимаемость образцов горных пород можно рассмотреть по измерению декремента объема ($\Delta V/V_0$), приведенного на рис. 3 и 4. Из рисунков видно, что наиболее плотные образцы пород наименее сжимаемые и, наоборот, наиболее пористые образцы обладают наибольшей сжимаемостью.

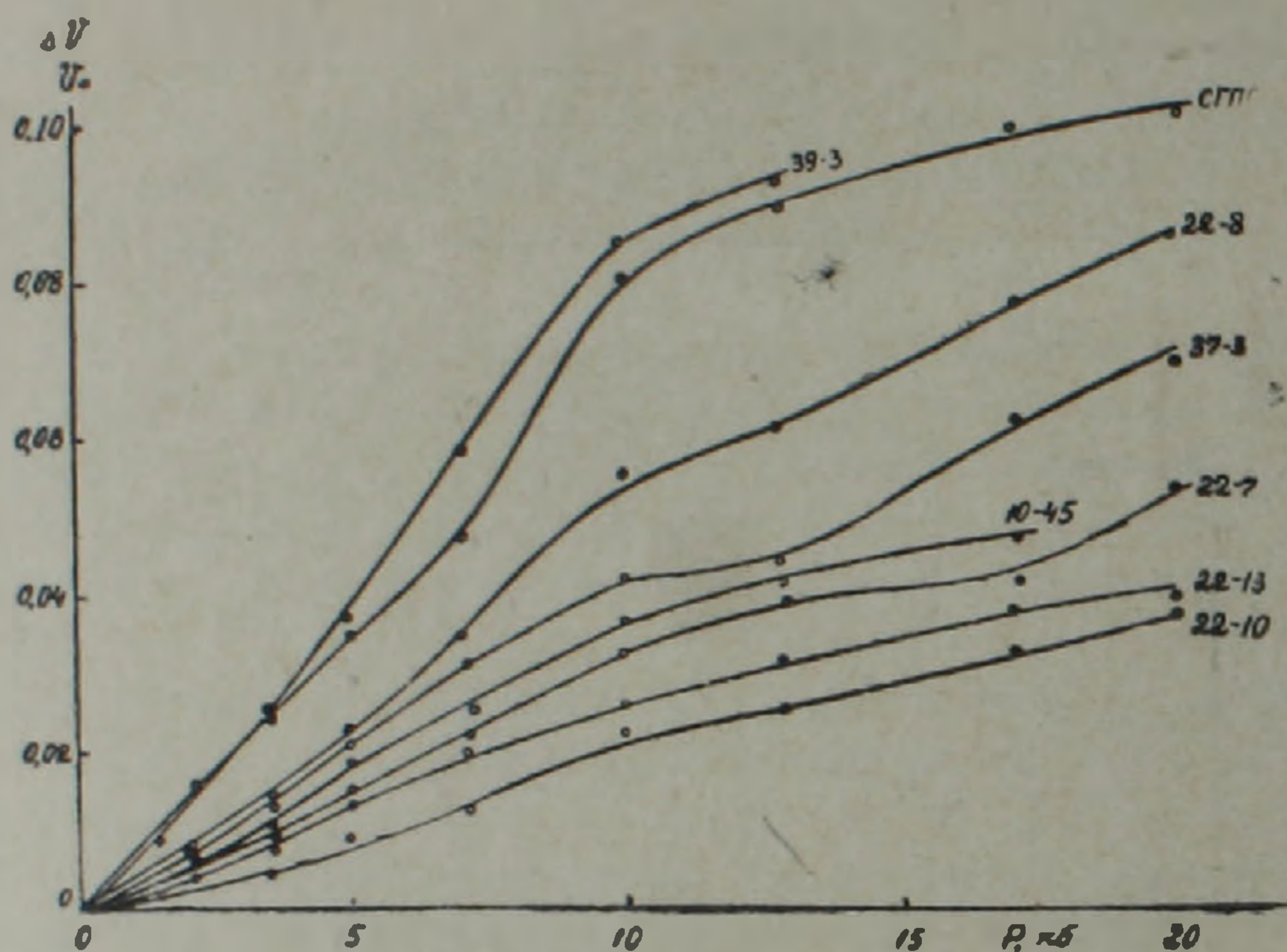


Рис. 3. Влияние давления на изменение декремента объема в базальтах.

Результаты изменения плотности в функции давления для базальтов, диабазов и габбро показаны на рис. 5 и 6. Как видно из графиков, с увеличением давления плотность, естественно, возрастает для всех образцов пород. При этом для всех групп пород наблюдается сужение области вариации плотности с повышением давления. При нормальных условиях максимальная разность плотностей для базальтов составляет $0,31 \text{ г/см}^3$, для диабазов $0,16 \text{ г/см}^3$, в габбро— $0,30 \text{ г/см}^3$. При давлении 5 кб область вариации плотности сужается и составляет для базальтов $0,26 \text{ г/см}^3$, для диабазов— $0,11 \text{ г/см}^3$, для габбро— $0,28 \text{ г/см}^3$. При 15 кб вариации составляют в базальтах $0,16 \text{ г/см}^3$ и в диабазах— $0,08 \text{ г/см}^3$, а в породах группы габбро— $0,27 \text{ г/см}^3$, т. е. у габбро уменьшение ширины области вариации плотности значительно меньше, чем у других основных пород.

Зависимость скорости от плотности при различных давлениях до 20 кб для базальтов приведены на рис. 7. Из графиков видно, что с повышением давления возрастает как скорость, так и плотность почти для всех изученных образцов. Наблюдается также общее увеличение плот-

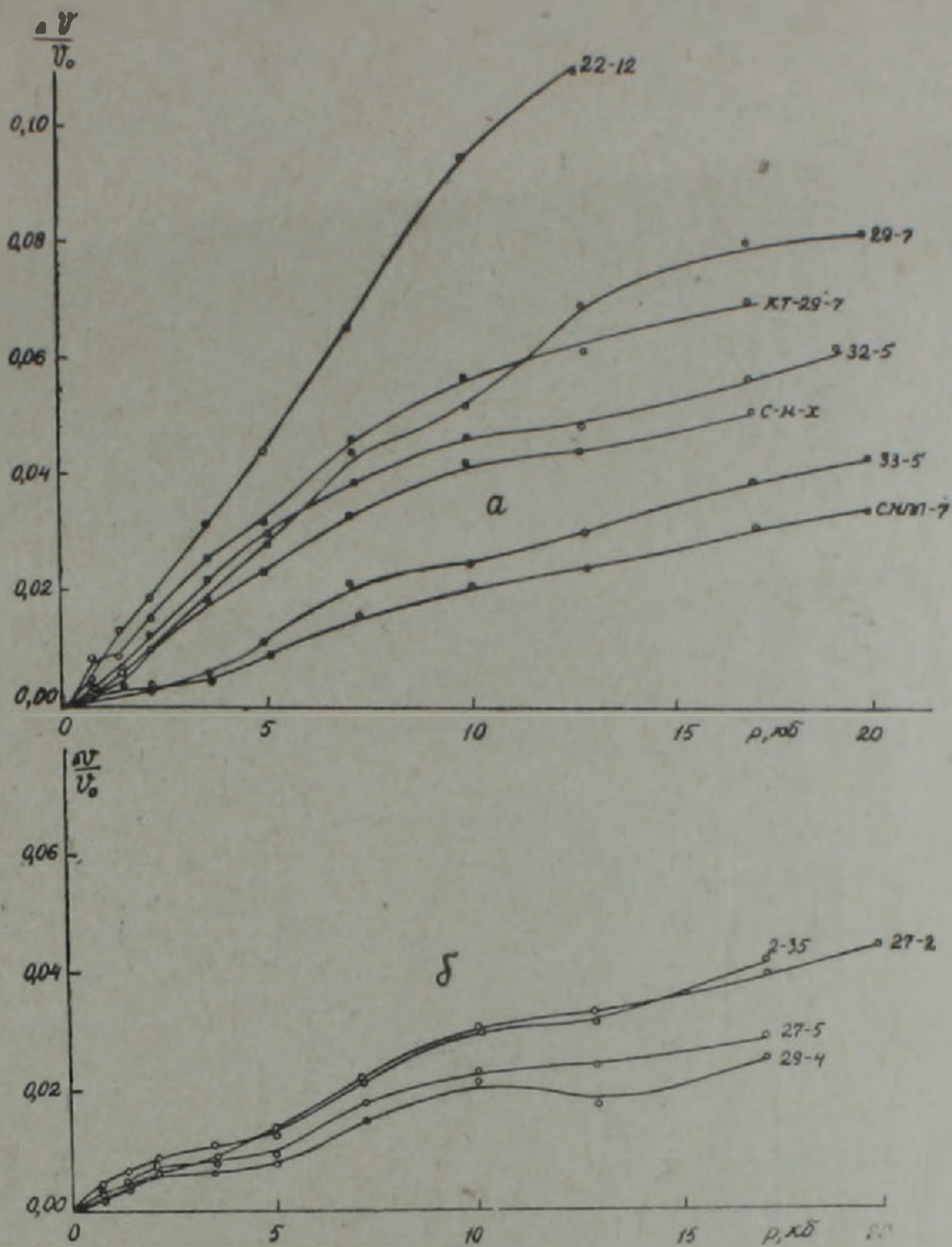


Рис. 4. Влияние давления на изменение декремента объема в горных породах: а—диабазов, б—габбро.

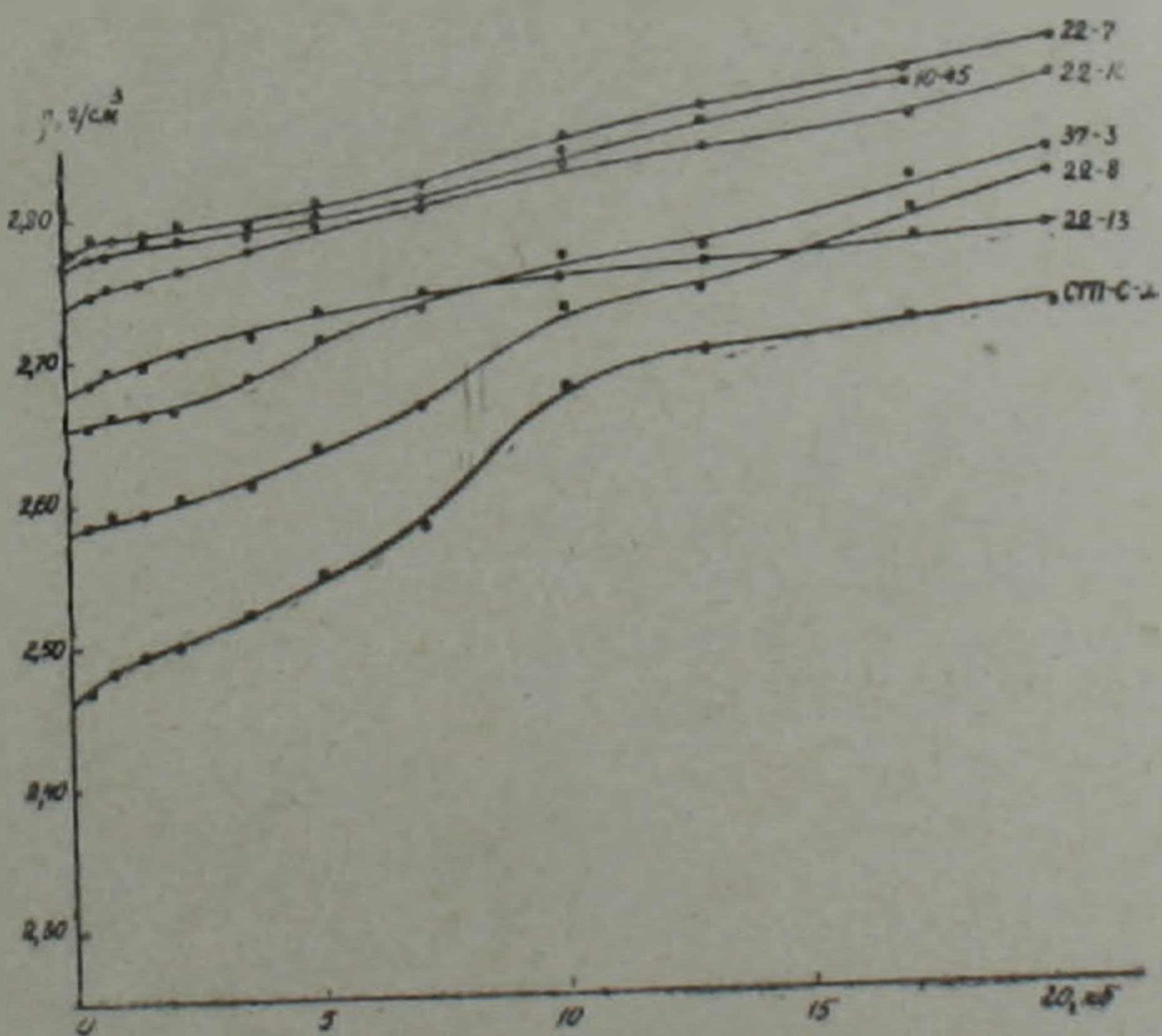


Рис. 5. Изменение плотности с давлением в базальтах.

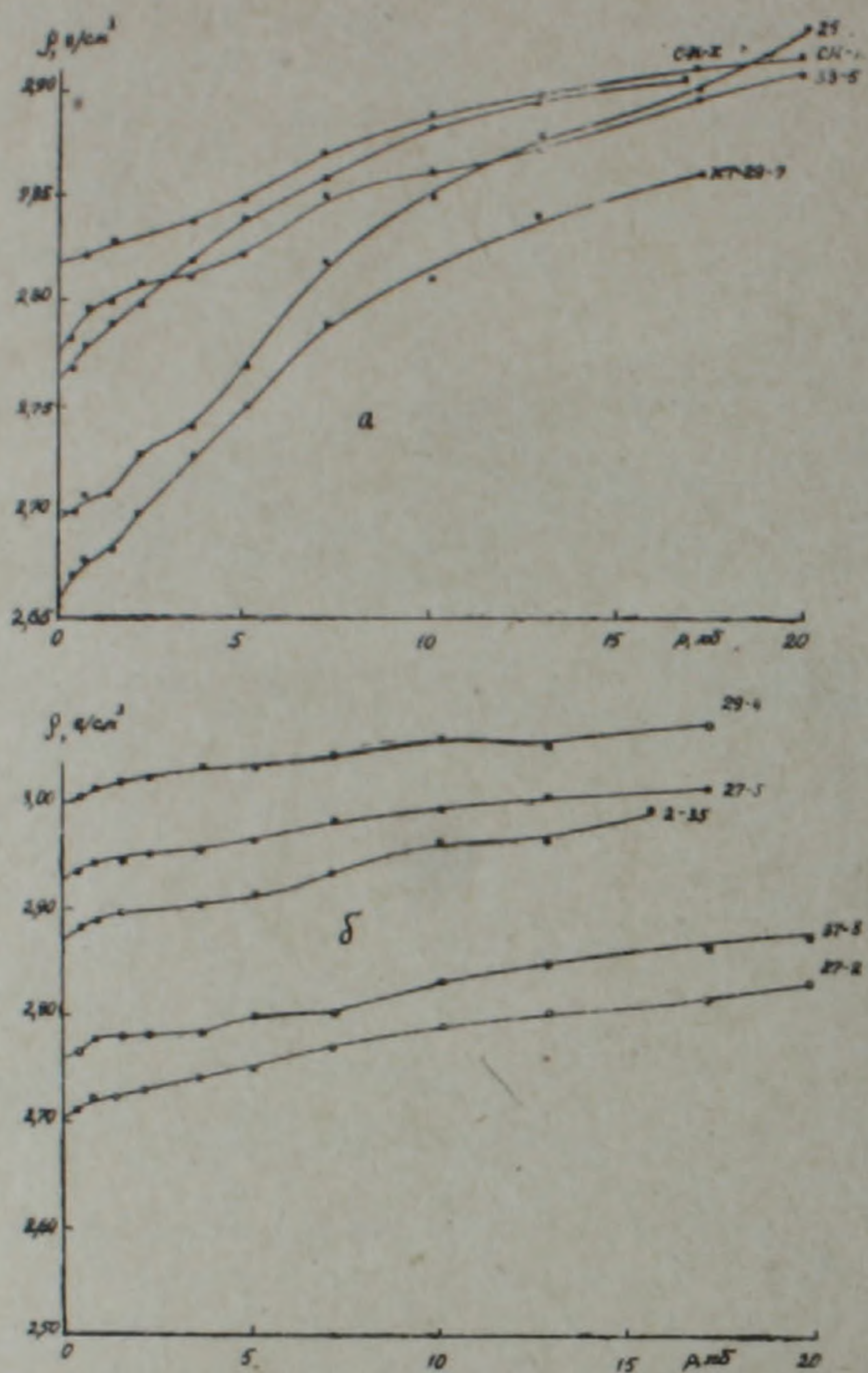


Рис. 6. Изменение плотности с давлением в образцах горных пород: а—диабазов, б—габбро.

ности и скорости в зависимости от первоначальных параметров горных пород.

Из приведенных графиков для основных пород можно сделать вывод, что области кривых плотности в функции давления сужаются, причем интенсивность этого для разных групп пород разная. Это связывается с величиной пористости и сжимаемости породообразующих минералов и самой породы в целом. Средний прирост плотности в интервале давлений 0—20 кб для базальтов составляет 4—6%, для диабазов—4—5%, а для образцов габбро, которые характеризуются наименьшей пористостью, составляет 3—4%.

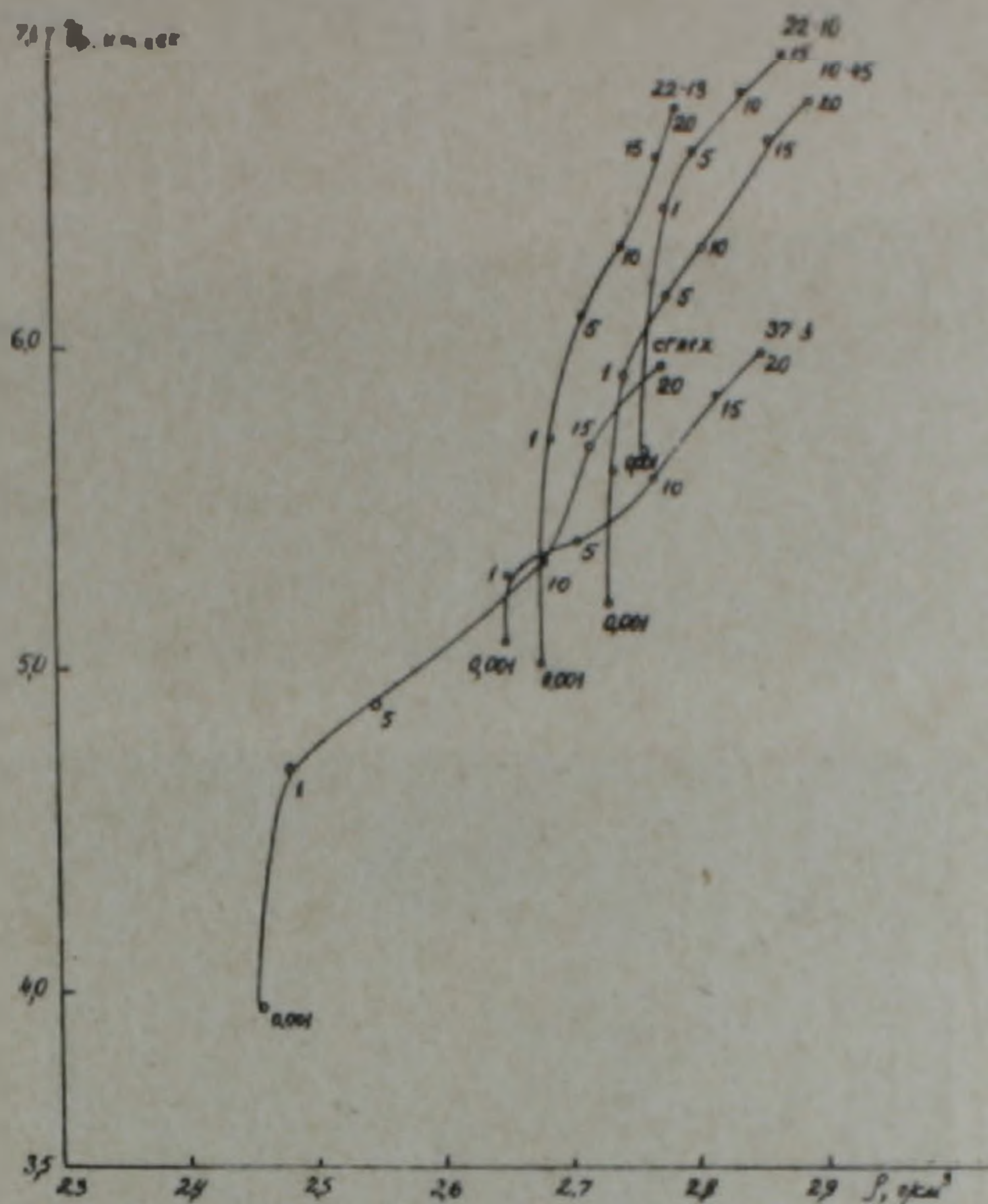


Рис. 7. Зависимость скорости продольных волн от плотности при различных давлениях в базальтах (цифрами показано давление в кб).

Ереванский политехнический
институт им. К. Маркса

Поступила 2 X 1978

Л И Т Е Р А Т У Р А

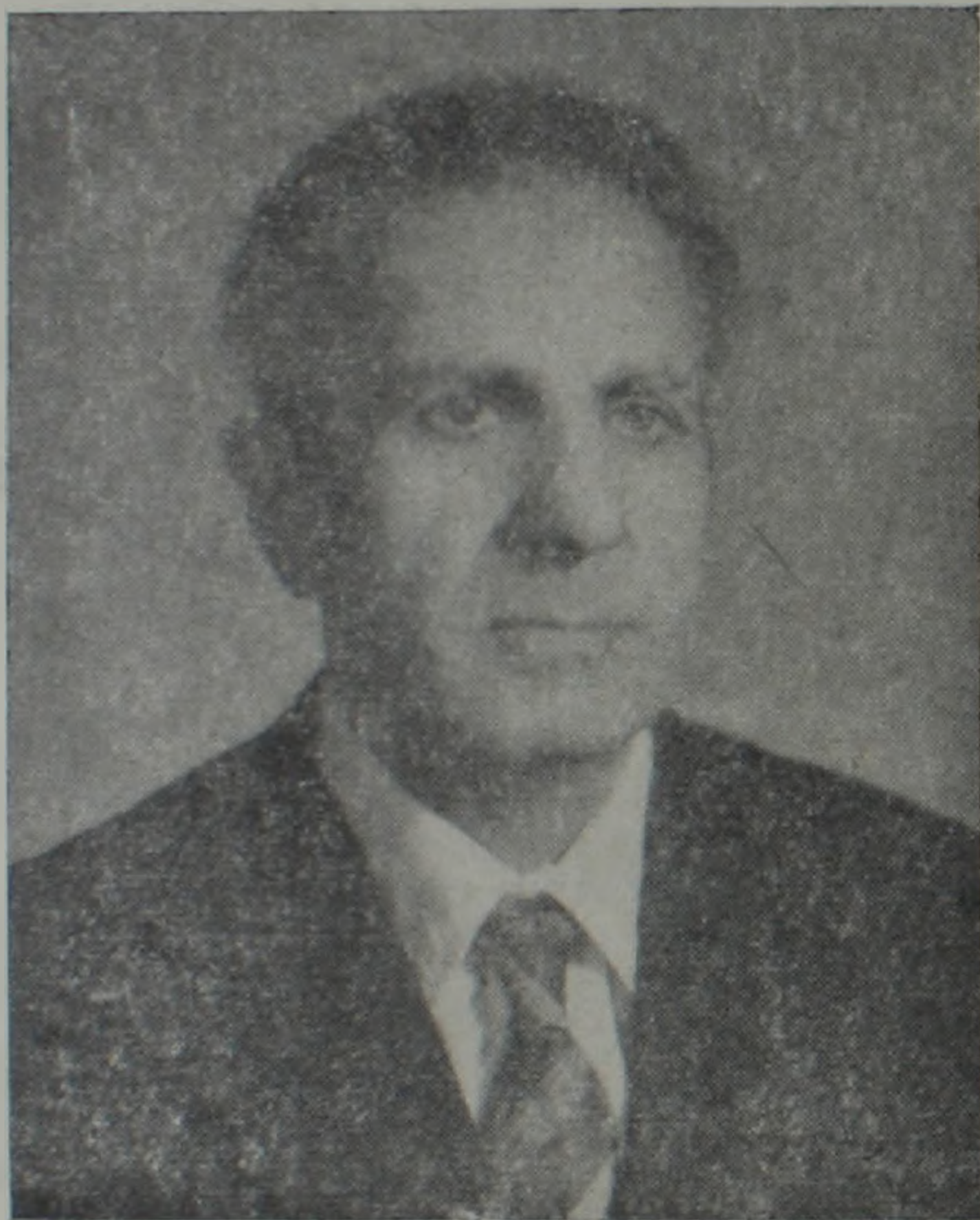
1. Асланян А. Т., Волярович М. П., Скорцова Л. С., Левыкин А. И., Вегуни А. Т., Арутюнян А. В. Исследование скоростей упругих волн в базитах и ультрабазитах Армении при высоких давлениях. Известия АН СССР, Физика Земли, № 2, 1976.
2. Арутюнян А. В. Некоторые результаты исследований скоростей упругих волн в породах из офиолитовых поясов Армении при давлениях до 20 кб. Известия АН Арм. ССР. Наук. о Земле, № 5, 1974.
3. Волярович М. П., Баюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1974.
4. Жарков В. Н., Трубицын В. Л., Симсонеко Л. В. Физика Земли и планет. М., «Наука», 1971.
5. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. «Недра», 1965.

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

ГРИГОРИЙ ОГАНЕСОВИЧ ПИДЖЯН

(к 60-летию со дня рождения)

Пиджян Григорий Оганесович родился 1 сентября 1919 г. в г. Тбилиси в семье рабочего. В 1937 г. после окончания школы он поступает на геологический факультет Ереванского государственного университе-



та. Одновременно с учебой с мая 1941 г. работает в Институте геологических наук в должности прораба в экспедиции Ю. А. Арапова. Будучи студентом V курса в августе 1941 г. был мобилизован в Советскую Армию.

В марте 1942 г. Г. О. Пиджян заканчивает Телавское военное училище и получает звание лейтенанта. Будучи командиром взвода в октябре 1942 г. участвует в боях за оборону Кавказа. В 1943 г. Г. О. Пиджян в должности командира минометной роты участвует в десантных операциях и героической защите легендарного плацдарма Малая земля,

где и вступает в ряды КПСС. В том же году участвует в жарких боях летнего наступления Курск-Белгородской дуги, в освобождении лево-бережной Украины и форсировании Днепра. В боях за Советскую Родину несколько раз был ранен и контужен. За боевые подвиги Г. О. Пиджян награжден двумя орденами «Красная Звезда» и 10 медалями и боевыми знаками. В мае 1946 г. Г. О. Пиджян в звании капитана демобилизуется из Советской Армии.

После демобилизации Пиджян успешно сдал Государственные экзамены и окончил геологический факультет Ереванского государственного университета. С ноября 1946 г. работал в геофизической экспедиции треста «Грузнефть», а с мая 1947 г. в Институте геологических наук АН Армянской ССР в должности младшего научного сотрудника.

В 1947 г. вместе с Э. А. Хачатуряном, под руководством И. Г. Магакьяна, Г. О. Пиджян проводит изучение Абовянского железорудного месторождения. В результате впервые были обнаружены коренные выходы магнетит-апатитовых руд. На основании полученных данных был сделан вывод о перспективности месторождения и необходимости проведения геологоразведочных работ.

С 1948 по 1950 гг. Г. О. Пиджян выполняет тему по изучению геологии и рудоносности Баргушатского хребта, будучи одновременно заочным аспирантом Ленинградского Горного института. В 1951 г. Пиджян в Ленинграде успешно защитил кандидатскую диссертацию; он много труда вложил в изучение геологического строения и рудоносности Баргушатского хребта.

В 1950 г. в Записках Всес. Мин. о-ва была опубликована небольшая, но оригинальная статья Г. О. Пиджяна «Псевдоморфозы халькопирита по пириту», которая вошла в учебники по минералогии и структурам руд как весьма интересный случай замещения пирита халькопиритом в кристаллах.

В 1952 г. Пиджян, как зам. начальника, участвовал в работах экспедиции АН Арм. ССР по изысканию в Саратовской области строительных материалов для строек Сталинградгидростроя.

Большие работы Г. О. Пиджян проводил совместно с Р. А. Аракеляном (1951—1952 гг.) в Кафанском рудном районе. Была составлена детальная геологическая карта рудного района и получены новые данные о возрасте и генезисе оруденения Кафанского медно-полиметаллического месторождения. Эти данные позволили по новому подойти к решению вопросов перспектив месторождения и направления поисково-разведочных работ.

В 1953—1954 гг. под руководством Пиджяна экспедиция изучала ртутьноносность северо-восточного побережья оз. Севан. Детальные работы привели к обнаружению многочисленных коренных выходов ртутного оруденения и выявлению основных закономерностей образования и размещения ртутной минерализации. Из новых рудопроявлений ртути наиболее интересными и перспективными явились Буратапинское, Агехушское (Сараланджское) и Джанахмедское (обнаружены совместно с

Магакьяном Н. Г.). Тогда же составлены геологические карты района Шишкая-Зод и Кясаманского и Буратапинского месторождений.

В 1954 г. Г. О. Пиджян награждается медалью «За Трудовую Доблесть».

Начиная с 1954 г. в течение многих лет Г. О. Пиджян изучал медно-молибденовые месторождения Армянской ССР (Каджаран, Агарак, Дастакерт, Анкаван и др.). В результате этих работ были выявлены закономерности образования и размещения медно-молибденового оруденения на территории республики, установлен полный минеральный состав руд и впервые обнаружены и изучены весьма ценные примеси в рудах—рений, селен, теллур, висмут, золото и другие редкие и благородные элементы. Установлены также многочисленные собственные минералы редких и благородных элементов и медно-молибденовая формация руд была выдвинута как перспективная для извлечения, наряду с главными металлами, также рения, селена, теллура, висмута.

Отделом геохимии в 1964 г. была выполнена сводная работа и дана прогнозная оценка территории республики по редким и благородным элементам и рекомендации по комплексному использованию руд.

В 1965—1966 гг. Пиджян совместно с геологами Управления геологии активно участвует в работах по составлению карты полезных ископаемых Зангезурской рудоносной области.

Большие комплексные работы были проведены в рудном поле Кафанского месторождения в 1966—1967 гг. под руководством Г. О. Пиджяна. В сводной коллективной работе были приведены новые интересные данные по геологии, структуре и геохимии руд, которые легли в основу для выдачи рекомендаций по направлению геологоразведочных работ.

В 1967 г. был опубликован VI том Геологии Армянской ССР «Металлические полезные ископаемые», где одним из авторов и членом редколлегии являлся Г. О. Пиджян.

В мае 1969 г. Г. О. Пиджян в Ленинграде успешно защитил докторскую диссертацию. В 1970 г. он был награжден медалью «За Доблестный Труд». В 1971 г. ему было присвоено звание профессора.

Более 20 лет Г. О. Пиджян руководит отделом геохимии института. За этот период были подготовлены многочисленные квалифицированные специалисты, защитившие кандидатские и докторские диссертации. Коллектив отдела многие годы тесно связан с различными производственными геологическими организациями Армении, в содружестве с которыми проводит научно-исследовательские работы по эксплуатируемым и разведваемым месторождениям.

В 1972 г. вышла в свет работа коллектива авторов «Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР», в которой обобщены в основном многолетние минералого-геохимические исследования сотрудников отдела геохимии. В 1976 г. за эту монографию Г. О.

Пиджян, как один из руководителей работы, был удостоен почетного звания Лауреата Государственной премии Армянской ССР в области науки.

Интересные научно-исследовательские работы были проведены комплексной экспедицией под рук. Пиджяна по изучению геологического строения и рудоносности бассейна р. Арпа в 1971—1976 гг. В результате расширены перспективы рудного поля Азатекского месторождения и даны рекомендации по направлению поисково-разведочных работ.

В 1975 г. изданием АН Арм. ССР вышла монографическая работа Г. О. Пиджяна «Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР», которая высоко оценена геологической общественностью и является большим вкладом в геологическую науку.

В 1973 г. Г. О. Пиджян награждается грамотой АН Армянской ССР «Говестагир», а в 1979 г.—грамотой «Вастакагир».

В настоящее время Г. О. Пиджян продолжает научно-исследовательские работы в рудном поле Арманисского и Техутского месторождений.

Научные интересы Г. О. Пиджяна многогранны и имеют широкий диапазон. Он является автором более 80 научных работ, посвященных вопросам геологии, минерального состава, геохимии руд, редких и благородных элементов. Из них несколько—монографические работы, а 20 являются научно-обоснованными рекомендациями по направлению поисково-разведочных работ и комплексному использованию руд. Кроме того, им составлено свыше 10 геологических карт для отдельных месторождений, рудных полей и районов. Г. О. Пиджян является одним из авторов Прогнозно-металлогенической карты Армянской ССР. Научные труды Пиджяна по минералогии и геохимии руд известны в Советском Союзе и во многих зарубежных странах (ЧССР, ГДР, НРБ, США, Франции, Индии, Японии и др.). Он является участником многих республиканских, Всесоюзных и международных совещаний, симпозиумов и конгрессов (ЧССР, ГДР, Москва, Новосибирск).

Одновременно с научной работой Г. О. Пиджян многие годы вел педагогическую работу на Горном факультете Ереванского политехнического института (1953—1955 гг.) и на Геологическом факультете Ереванского Университета (1969—1975 гг.).

Профессор Г. О. Пиджян свою кипучую научную деятельность сочетает с большой общественной работой. Он неоднократно избирался секретарем партийной организации и членом партбюро института. В настоящее время является членом партбюро института, Председателем Проблемного Ученого Совета, членом Ученого Совета института, членом специализированного Ученого Совета по присуждению ученой степени доктора наук, членом бюро Кавказской геохимической секции и зам. ответственного редактора журнала «Записки Армянского отделения ВМО».

Г. О. Пиджян встречает свой юбилей полный энергии и новых творческих замыслов. Геологическая общественность республики сердечно

поздравляет Григория Оганесовича Пиджяна со славным юбилеем и желает ему крепкого здоровья и многих лет плодотворной научной деятельности.

Отделение наук о Земле АН Армянской ССР,
Институт геологических наук АН Армянской
ССР, Управление геологии Совета Министров
Армянской ССР,
Редколлегия журнала «Известия АН Армянской
ССР», Науки о Земле

