

УДК 550.834:519.281

Ю. Г. ШОПИН, Н. Н. ГРОМОВА, О. В. МИРОШНИКОВА,
Ш. В. КАМАЛЯН, А. А. ХАЛАТЯН

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

В размещении оруденения на Малом Кавказе устанавливается ряд закономерностей, одна из которых заключается в приуроченности полезных ископаемых к приконтактовым областям интрузивных массивов. В соответствии с этим возникает необходимость получения сведений о глубинной структуре приконтактовых областей, морфологии и внутреннем строении крупных массивов, а также их связи с отдельными выходами интрузивных пород. Большую роль в решении этой задачи играют комплексные геофизические исследования, которые в настоящее время используются на всех этапах поисков и разведки полезных ископаемых [1, 3, 4, 8, 9]. Эффективность комплекса геофизических исследований во многом возросла с момента включения в него сейсмических методов разведки¹, позволяющих осветить глубинную структуру Цавского и Лякатахского интрузивов, а также приконтактовую область Мегри-Ордубадского плутона в районе с. Дырныс.

Материалы комплексных исследований скоростных параметров (плотность и скорость упругих волн) интрузивных пород, включающих лабораторные определения, наземные и скважинные сейсмические наблюдения, свидетельствуют о сложной зависимости их от большого количества физико-геологических факторов. Наиболее существенным из них является степень их основности, проявляющаяся в закономерном увеличении значений упругих параметров от кислых разностей пород к основным и ультраосновным [7, 8, 9]. Зависимость упругих параметров от химизма пород четко устанавливается при рассмотрении многофазных интрузий (Лякатахской, Цавской, Мегри-Ордубадской и др.), обладающих хорошо выраженной петрографической зональностью. Скоростная модель таких интрузий разбивается на отдельные блоки с различным распределением упругих параметров. Так, в верхней части Мегри-Ордубадского плутона в районе с. Дырныс сейсморазведкой отмечены лейкократовые граниты и адаметлиты, скоростная дифференциация которых составляет 0,3—0,5 км/сек. Неоднородность скоростного строения интрузивов во многом определяется сложной системой тектонически ослабленных зон, в пределах которых скорость упругих волн может уменьшаться по сравнению с неизменными разностями пород на 0,5—1 км/сек.

¹ Геофизические исследования в Ордубадском районе проводились Азгеолуправлением совместно с ВИРГом (1967—1969 гг.), в Кафанском районе—Армгеолуправлением совместно с ЛГИ (1971—1976 гг.).

Приконтактные области интрузивов (экзоконтакты) в сейсмическом отношении являются в общем случае «толстыми» градиентными или однородными скоростными слоями. Если контакт интрузива контролируется тектоническими нарушениями, то в этой области намечается слой пониженных скоростей или пачка «тонких» слоев, отличающихся резким изменением скоростных параметров. Наличие интервалов пониженной скорости или пачки «тонких» слоев в области контактов является благоприятным условием образования на них интенсивных отраженных волн. Последнее является особенно важным при изучении интрузивов, слабо отличающихся от вмещающих вулканогенно-осадочных пород упругими параметрами.

Нередко из-за наличия сильно измененных приконтактным метаморфизмом пород или вертикально-слоистой структуры вмещающих пород в приконтактных частях интрузивов наблюдается изменение скорости в вертикальном и горизонтальном направлениях. Такая закономерность установлена, в частности, в приконтактной области Мегри-Ордубадского плутона (в районе с. Дырныс), где в интервале 1 км происходит нарастание в сторону интрузива величины скорости упругих волн от 3,5 до 4,5 км/сек и плотности от 2,8 до 2,85 г/куб. см.

Повышенными значениями упругих параметров отличается приконтактная область Лякатахского интрузива, где вмещающие вулканогенно-осадочные породы (туфобрекчии) ороговикованы, окварцованы и местами полностью превращены в роговики и вторичные кварциты. Непосредственно в зоне контакта интрузива на графиках скорости упругих волн намечается зона пониженных значений. Благодаря этому вся приконтактная область на сейсмогеологическом разрезе профиля VIII выделяется серией отражающих площадок с углами наклона 40—45°, уходящих на глубину до 2 км (рис. 1).

Весь комплекс данных геофизических методов хорошо согласуется с геологическими представлениями о принадлежности рассматриваемого интрузива к Лякатахской кальдере, в состав которой входят еще два однотипных интрузива [5]. Над интрузивом наблюдается заметное повышение уровня магнитного и гравитационного полей, захватывающее также приконтактную область его (рис. 1). Контуры локальных магнитных аномалий, в целом, подчиняются коническим и радиальным разломам, отражая нечетко выраженные радиально-концентрические структуры.

Сложный характер сочленения Дырнысского интрузива с Мегри-Ордубадским плутоном устанавливается данными геофизических наблюдений на маршруте, расположенном в районе с. Дырныс (рис. 2). На сейсмогеологическом разрезе Дырнысский интрузив диорит-порфиритового и габбро-диоритового состава имеет форму штокообразного тела с сечением 0,7—0,8 км и падением в сторону плутона под углом 30—40°. К обоим контактам интрузива приурочены зоны тектонических нарушений, имеющих согласное с ним залегание и прослеженных по отражающим площадкам до глубины 1,5 км. Интрузив находит

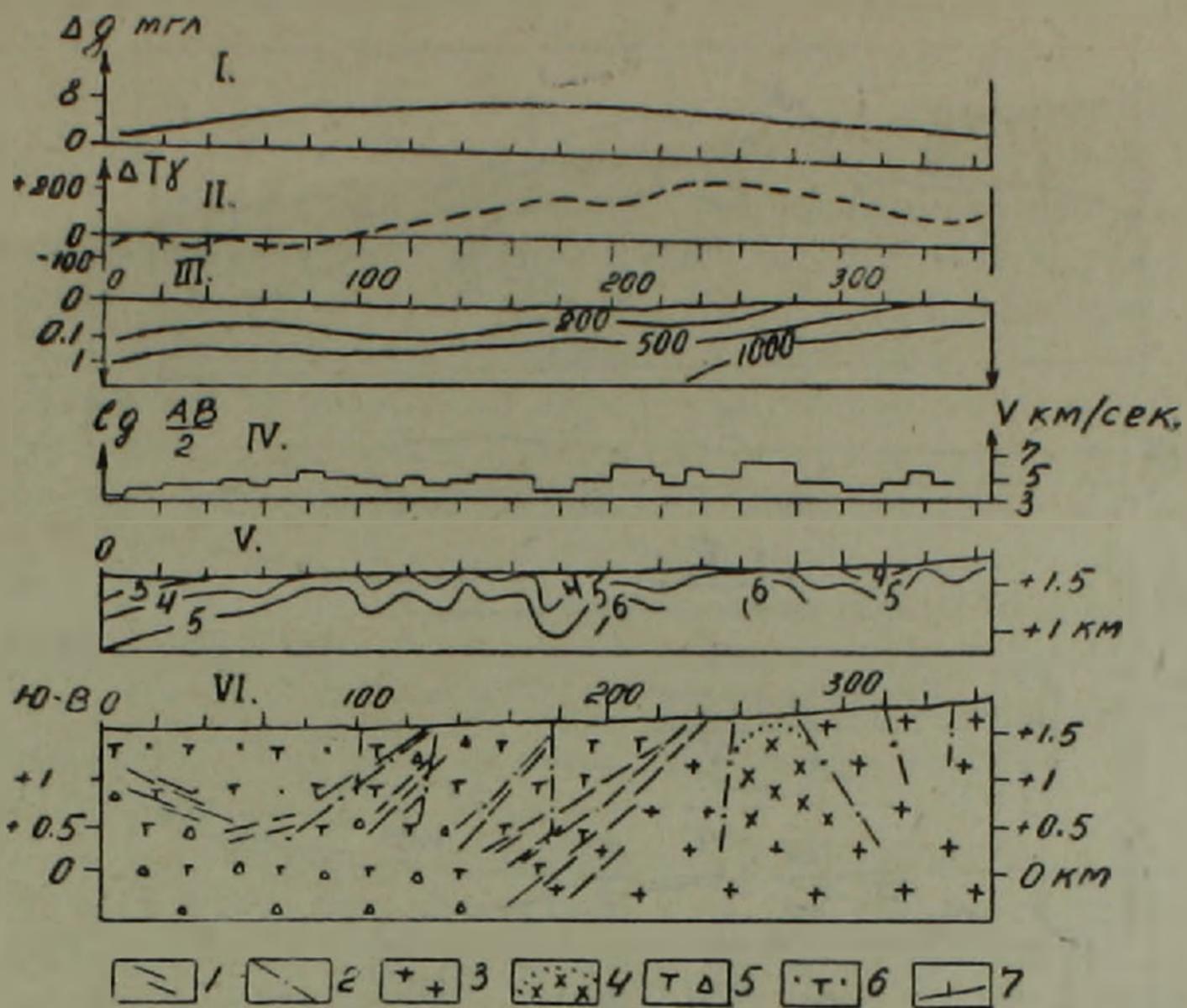


Рис. 1. Результаты геофизических работ на профиле VIII, расположенном в приконтактовой области Лякатахской интрузии Ордубадского рудного района. I. График гравитационного поля. II. График аэромагнитной съемки. III. Разрез кажущихся электрических сопротивлений, IV—V. График значений скорости упругих волн и поле скоростей, построенные по данным рефрагированных волн. VI. Сейсмогеологический разрез профиля. 1—отражающие площадки, 2—зоны тектонических нарушений, выявленные сейсморазведкой, 3—сиенит-диориты, 4—монцонит-диориты, 5—туфобрекчии (низы среднего эоцена), 6—туфоаргиллиты и известковистые песчаники (верхи среднего эоцена), 7—пикеты геофизических наблюдений.

свое продолжение на сравнительно небольшой глубине под вулканогенно-осадочными породами в виде куполообразного поднятия, рассеченного серией крутопадающих отражающих границ, которые отождествляются с зонами разломов и мощного дайкового комплекса пород, картируемого на дневной поверхности.

Погружение экзоконтакта Мегри-Ордубадского плутона, представленного монцонитовой фазой внедрения (диорит-сиениты, габбро-диориты), прослеживается по отражающим площадкам, меняющим углы наклона от 40—50° у поверхности до 20—30° на глубинах свыше 0,5 км. Вследствие выполаживания контакта на глубинах 1,3—1,5 км образуется синклинальная складка, которая затем переходит в поднятие интрузивных пород, апофизой которого является выход Дырнысского интрузива даечного типа, представленного такими же разностями пород монцонитовой фазы внедрения, как и краевая часть Мегри-Ордубадского плутона. Сходство этих пород отмечается и в равенстве значений упругих параметров, значительно более высоких, чем у вмещающих по-

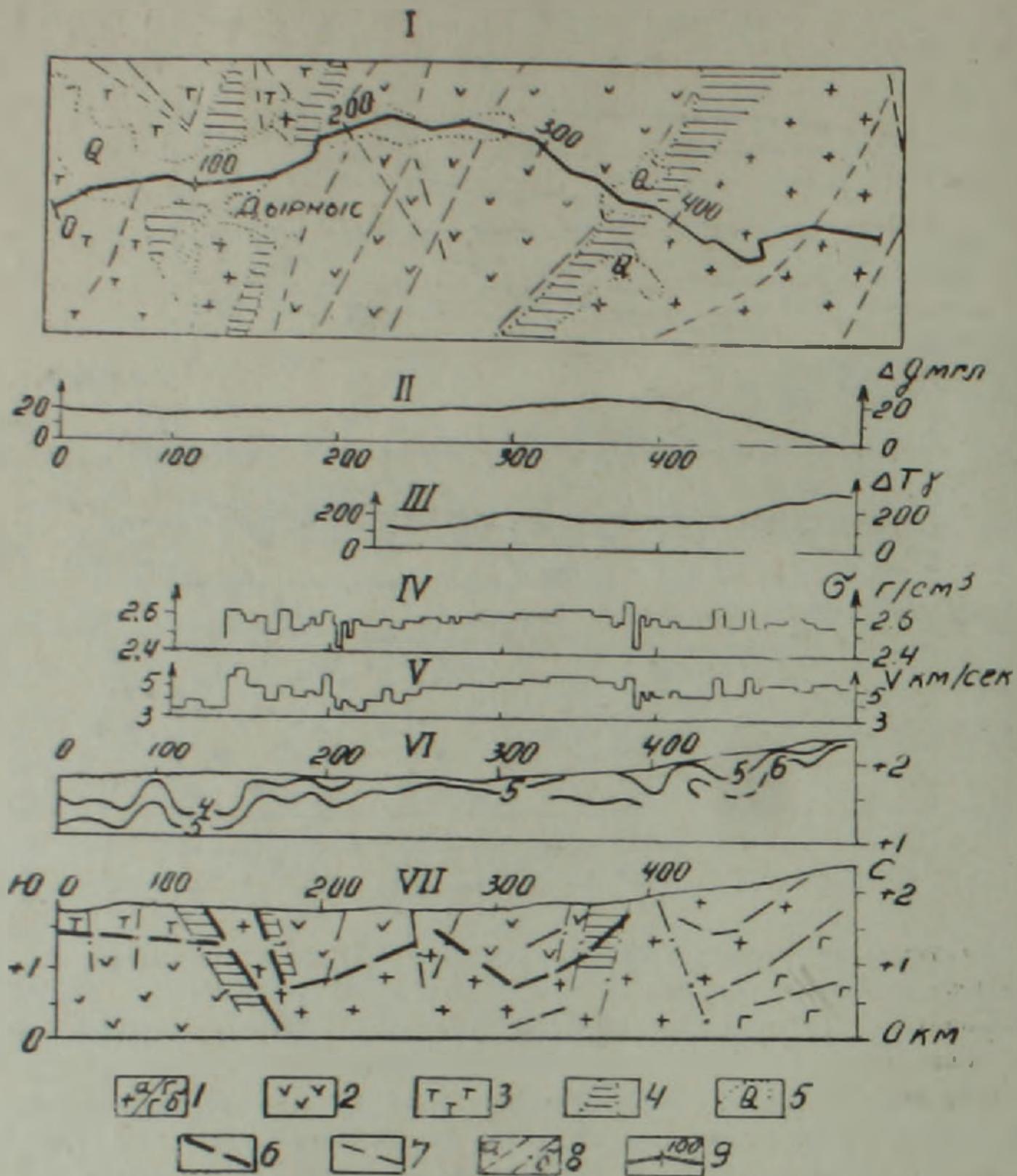


Рис. 2. Установление структурной связи Дырнысской интрузии с Мегри-Ордубадским плутоном (профили IV—VII, Ордубадский рудный район). I Схема расположения маршрута геофизических наблюдений на геологической основе, II—III. Графики гравитационного (Δg) и магнитного (ΔT) полей, IV—V. Данные лабораторных определений плотности (σ) и скорости упругих волн (V) в породах, взятых из обнажений в пределах профиля. VI. Поле скоростей, построенное по рефрагированным волнам, VII. Сейсмогеологический разрез профилей. 1. Интрузивные породы монзонитовой (а) и адамеллитовой (б) фаз внедрения, 2—порфиры и, реже, туфобрекчии и туфы нижнего эоцена (нижняя часть), 3—туфобрекчии и туфоконгломераты нижнего эоцена (верхняя часть), 4—приконтактные зоны метаморфизма (вторичные кварциты), 5—четвертичные отложения, 6—отражающие площадки, отождествляемые с поверхностью интрузивов, 7—отражающие площадки, связанные с внутренней слоистостью пород, 8—зоны разломов по данным геологического картирования (а) и сейсморазведки (б), 9—положение профилей и пикетов геофизических наблюдений.

род. Все это позволяет считать куполообразное поднятие и Дырнысский интрузив принадлежащими единому геологическому элементу, являющемуся продолжением внешнего контакта плутона.

Мощная зона (около 1 км) контактово-метаморфических пород, сильно разбитых тектоническими нарушениями, выделяется в экзоконтакте плутона единым слоем повышенных значений упругих параметров,

согласно залегающим с контактом интрузива. Наличие градиента скорости в приконтактовой области Мегри-Ордубадского плутона увеличивает интенсивность и, соответственно, надежность прослеживания отраженных волн от крутопадающих границ [2].

В зоне эндоконтакта плутона прослежены отражающие границы с обратным падением по отношению к внешнему контакту, образуя с ним положительную структуру. Можно предположить, что появление такого рода структуры связано с глубинным поднятием пород вдоль зоны Главного Ордубадского разлома. В этом случае становится более понятной природа наблюдаемой здесь положительной гравитационной аномалии. Три протяженные сейсмические границы, залегающие на глубинах 0—0,6, 0,5—1 и 1,3—1,5 км соответственно, можно связать с габброидной фазой внедрения, породы которой выходят на поверхность в 0,5 км от северного конца маршрута. Внутренняя неоднородность плутона проявляется в многочисленных локальных искажениях поля скоростей и регистрации непротяженных осей синфазности отраженных волн и, реже, дифрагированных волн.

Цавский массив, сложенный габбро, габбро-диоритами, диоритами, гранитами, граносиенитами и др., по данным сейсморазведки имеет пластообразную форму с общим падением на северо-восток под углами в верхней части разреза 40—50°, а на глубинах свыше 1 км происходит постепенное выполаживание границ до 15—20°. Результаты сейсмических наблюдений на разных участках выходов интрузивных пород свидетельствуют об аналогичном характере изменения углов падения с глубиной для северного и южного бортов массива.

Внутреннее падение контакта массива на восток устанавливается на сейсмогеологическом разрезе маршрута (профили XI—XVI—XII), проходящего по вытянутой оси его (рис. 3). Наиболее четко прослежен контакт от выхода интрузивных пород на дневную поверхность до глубин 2 км (профиль XI). Нарушение непрерывного трассирования контакта в диапазоне глубин 2—4 км связано с небольшим (1,7 км) разрывом между профилями XI и XVI. Однако отождествление отражающих границ, соответствующих контакту массива по обе стороны разрыва, не представляет особой трудности, поскольку связанные с ними отражения имеют хорошо выраженные динамические и кинематические признаки.

Внутри массива отражающие площадки, в целом, располагаются согласно внешней форме его контакта. Кроме этих направлений, в верхней части разреза наблюдается большое количество крутопадающих границ, большинство которых связывается с зонами тектонических нарушений. В целом, внутренняя структура массива представляется в виде границ различной протяженности двух направлений, отвечающей слоистости и зонам тектонических нарушений, которые вследствие избирательности сейсмических наблюдений по-разному проявляются на сейсмогеологических разрезах: крутые—лучше в верхней части разреза, а пологие—на больших глубинах. Часть этих границ может быть отожде-

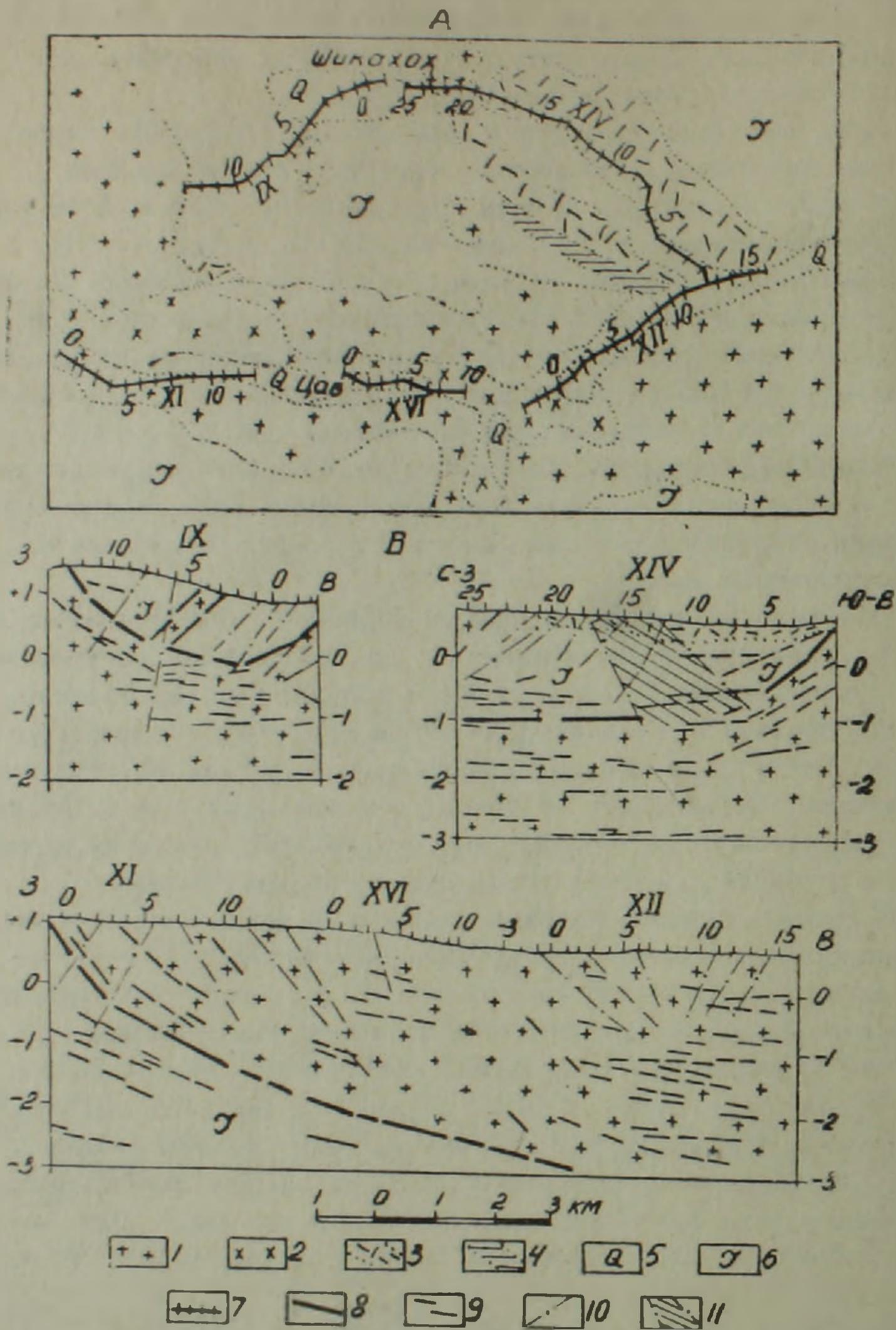


Рис. 3. Результаты сейсмических исследований приконтактовой рудоносной области и внутреннего строения Цавского интрузива Кафанского рудного района. А. Схема расположения профилей сейсмических наблюдений на геологической основе. Б. Сейсмогеологические разрезы профилей: 1—гранодиориты, 2—граниты, 3—гидротермально-измененные породы, 4—диабазовые порфириты, вмещающие рудоносные тела кварцевых диорит-порфиритов, 5—четвертичные отложения, 6—вулканогенно-осадочные породы юрского возраста, 7—профили и пикеты сейсмических наблюдений, 8—отражающие площадки, отождествляемые с контактами интрузивных пород, 9—отражающие площадки, соответствующие слоистости пород, 10—зоны тектонических нарушений, выявленные сейсморазведкой, 11—предполагаемое положение рудоподводящего канала на профиле XIV по данным сейсморазведки.

ствлена с областями раздела петрографической неоднородности интрузивных пород. Так, в непосредственной близости от западного контакта массива (профиль XI) в интервале глубин от дневной поверхности до 1 км намечается устойчивая наклонная граница, совпадающая с контактом диоритов и гранодиоритов.

Как в области экзоконтакта, так и эндоконтакта массива, на всех маршрутах, пересекающих их, отмечаются согласные с ними протяженные отражающие границы, которые образуют слои мощностью 0,3—0,5 км. Следует отметить, что наличие слоя в экзоконтакте массивов, соответствующего контактово-метаморфическим породам, является типичным для большинства исследуемых интрузивов Малого Кавказа [2, 8, 9]. Труднее объяснить появление в области эндоконтакта слоя, физические параметры которого близки к параметрам вмещающих его интрузивных и вулканогенно-осадочных пород. Можно предположить, что образование устойчивых отражений на контактах этого слоя происходит за счет различия закономерностей распределения скоростных параметров.

На маршруте, пересекающем северный борт массива, устанавливается структурная связь его с двумя небольшими выходами интрузий гранодиоритов. Последние имеют пластообразную форму с падением в сторону массива и контролируются разломами, определяющими морфологическую связь с основным массивом. Выявленная в пределах профиля система разломов располагается согласно залеганию пластообразных тел малых интрузий.

Внешний контакт массива имеет резкий перепад углов падения от крутых к пологим по глубинным крутопадающим разломам. Видимо, по этим разломам происходили вертикальные смещения пород, сопровождающие формирование более поздних фаз массива, внедрение малых интрузивных тел, даек-апофиз.

Системой маршрутно-площадных работ в северной части массива детально изучена Шикахохская рудоносная зона, в пределах которой в настоящее время проводятся горные работы и поисково-разведочное бурение [6]. В верхней части разреза гидротермально-измененные породы ослаблены и вместе с четвертичными отложениями образуют зону пониженных скоростей.

Породы, слагающие зону пониженных скоростей, представляют измененную кору нижележащих продуктивных кварцевых диорит-порфиритов. Подошва последних прослежена по данным МОВ и поисково-разведочного бурения на глубинах 0,4—0,5 км. Морфология, мощность и область распространения кварцевых диорит-порфиритов и гидротермальных пород определяется разломами юго-восточного, восточного падения с простиранием, близким к меридиональному. В центральной части профиля XIV предположительно выделен подводный канал, контролируемый двумя крутопадающими разломами, по которому, по-видимому, происходили основные инъекции гидротерм, определившие формирование зоны измененных пород.

Рассмотренные выше результаты сейсмических исследований массивов еще раз подтверждают сделанные ранее в работах [1, 2, 8, 9] выводы о необходимости их использования в комплексе с другими геолого-геофизическими методами в рудных районах Кавказа. Непрерывное прослеживание контактов массивов, с которыми, как правило, связано образование устойчивых групп отраженных волн, на значительные интервалы глубин, позволяет определить морфологию массивов и структурную связь с небольшими выходами интрузивных пород (Дырнская интрузия и Мегри-Ордубадский плутон, выходы интрузивных пород в районе Цавского массива).

На примере Цавского массива можно видеть эффективность применения сейсморазведки не только при решении задачи изучения морфологии интрузивов и, в частности, прослеживания подошвы его на глубинах до 3—4 км, но и при исследовании внутреннего строения их. По характеру расположения отражающих элементов в сейсмогеологических разрезах маршрутов сейсмических наблюдений можно представить общую картину распределения в теле массивов систем тектонически ослабленных зон и петрографических разностей пород. Последнее может быть использовано для выявления возрастных соотношений отдельных фаз внедрения, определения типа интрузивного магматизма и других вопросов геологического строения исследуемых объектов.

Ленинградский горный институт
Управления геологии СМ
Армянской ССР

Поступила 31.VIII.1977.

Յու. Գ. ՇՈՊԻՆ, Ն. Ն. ԳՐՈՄՈՎԱ, Օ. Վ. ՄԻՐՈՇՆԻՎՈՎԱ,
Շ. Վ. ՔԱՄԱԼՅԱՆ, Ա. Ա. ԽԱԼԱԹՅԱՆ

**ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՀԱՐԱՎԱՅԻՆ ՄԱՍԻ ԻՆՏՐՈՒԶԻՎ ԶԱՆԳՎԱԾՆԵՐԻ
ՍԵՏՍՄԻԿ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ**

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում ներկայացված են Օրդուբադի հանքային շրջանում գտնվող Լյաքատախի, Դրնսի և Մեղրի-Օրդուբադի ու Փոքր Կովկասի Ղափանի հանքային դաշտում գտնվող Մավի զանգվածների սահմաններում սեյսմոհետախուզության և երկրաֆիզիկական այլ մեթոդների կոմպլեքսի կիրառման արդյունքները:

Ցույց է տրված սեյսմոհետախուզության արդյունավետությունը զանգվածների մորֆոլոգիայի և ներքին կառուցվածքի ուսումնասիրության հետ կապված խնդիրների որոշման գործում, ինչպես նաև ինտրուզիվ ապարների փոքր ելքերի և հիմնական զանգվածների ստրուկտուրային կապի հիմնավորումը: Մավի ինտրուզիվի ներսահմանային մասում ճշգրտված է հիդրոթերմալ փոփոխված ապարների գոտու մորֆոլոգիան, հետազոտված է քվարցային դիորիտ-պորֆիրիտների արդյունաբեր հորիզոնը և որոշված է ենթադրվող հանքաբեր ուղու դիրքը:

Yu. G. SHOPIN, N. N. GROMOVA, O. V. MIROSHNIKOVA,
Sh. V. KAMALIAN, A. A. KHALATIAN

SEISMIC INVESTIGATIONS OF PLUTONIC PLUGS OF THE MINOR CAUCASUS SOUTHERN PART

Some results of using seismic survey in the complex with other geophysical methods during the investigation of the deep structure of Lyakatakhian, Dirnisian and Megri-Ordubadian massives in the ranges of Ordubadian ore region and Tsavian massif—in the Kafan ore region of the Minor Caucasus are brought.

The seismic survey effectiveness in the problems' solution connected with the study of morphology and the massives' inner structure as well as with the establishment of the structural relation of small outcrops of intrusive rocks with the main massives is shown. In the contact regions of the Tsavian intrusive the morphology of the hydrothermal altered rocks zone is precised, the productive horzone of quartz diorite—porphyrites is traced and the position of supposed ore—bringing channel is determined.

ЛИТЕРАТУРА

1. Громова Н. Н. Тектоника и магматизм Кедабекского рудного района Малого Кавказа по геофизическим данным Сб. «Геофизические методы при тектоническом и прогнозно-металлогеническом районировании рудных районов СССР», «Недра», Л., 1971.
2. Мирошникова О. В., Шопин Ю. Г., Марцинковская Н. Г. Кинематические и динамические характеристики волн, отраженных от наклонных границ для некоторых моделей неоднородных сред. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, «Наука», сб. XI, Л., 1971.
3. Мирошникова О. В. Сейсмические исследования глубинного строения Кафанского поднятия Армении. Сб. «Геофизические исследования при решении структурных и поисково-разведочных задач», Записки ЛГН, том 69, вып. 2, 1976.
4. Мирошникова О. В., Сепоян Р. П., Халатян А. А., Шопин Ю. Г. Основные элементы тектоники Кафанского рудного поля по геофизическим данным. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1976.
5. Рустамов М. И. Кальдеры с конфокальными гранитоидами—новый морфогенетический тип проявления магматизма на Малом Кавказе. Доклады АН СССР, том 228, № 6, 1976.
6. Хачатурян Э. А., Зарьян Р. Н., Давтян К. В. О геохимических особенностях оруденения Цавского рудного района. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1975.
7. Шопин Ю. Г., Мирошникова О. В., Громова Н. Н. Скоростная характеристика магматических пород северо-восточной части Малого Кавказа. Вопросы разведочной геофизики, вып. 9, «Недра», Л., 1969.
8. Шопин Ю. Г., Мирошникова О. В., Мамед-заде А. Ш., Громова Н. Н. Сейсморазведка при картировании вулканогенных и интрузивных пород Малого Кавказа, Сб. «Геофизические исследования при геологическом картировании», Алма-Ата, 1968.
9. Шопин Ю. Г., Мирошникова О. В., Громова Н. Н. Сейсморазведка при изучении морфологии интрузивных тел Малого Кавказа. Сб. «Геофизические методы при крупномасштабном прогнозировании сульфидных месторождений», «Недра», Л., 1970.