

Геофизические
поля
и строение
земной коры
ЗАКАВКАЗЬЯ

A black and white photograph of a mountain valley. A winding river flows through the center of the valley, surrounded by steep, forested slopes. The mountains in the background are rugged and partially covered in snow or light-colored rock. The overall scene is a typical mountain landscape.

«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Научный совет по комплексным исследованиям
земной коры и верхней мантии

АКАДЕМИЯ НАУК ГССР

Институт геофизики

4336

Геофизические поля и строение земной коры ЗАКАВКАЗЬЯ

Ответственные редакторы

член-корреспондент АН СССР В.В. БЕЛОУСОВ

академик АН ГССР Б.К. БАЛАВАДЗЕ



МОСКВА

"НАУКА"

1985

Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. – М.: Наука, 1985. 174 с.

Книга посвящена вопросам глубинного строения и истории формирования земной коры Кавказа. Приведены данные по глубинному строению на основе сейсмических, гравиметрических, геомагнитных, электромагнитных, геотермических, петрофизических материалов и разработаны модели глубинного строения Кавказа, а также его отдельных районов.

Для специалистов, занимающихся проблемами физики Земли и геологической интерпретации геофизических полей, преподавателей и студентов геолого-геофизических специальностей.

Рецензенты

Н.Я. КУНИН, К.М. КАРТВЕЛИШВИЛИ

ПРЕДИСЛОВИЕ

История изучения геофизических полей и глубинного строения территории Кавказа насчитывает не один десяток лет. Широко известны модели строения земной коры этого региона, основанные на интерпретации аномалий гравитационного и магнитного полей, данных глубинного сейсмического и магнитотеллурического зондирования и сейсмологии. Однако все еще довольно много нерешенных либо слабо освещенных проблем, которые привлекают внимание ученых, так как они очень важны для науки и практики.

В книге помещены некоторые работы, выполненные в 1976–1980 гг. в рамках Кавказской секции Научного совета по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии (председатель член-корреспондент АН СССР В.В. Белоусов) при Отделении геологии, геофизики и геохимии АН СССР. Работа выполнялась согласно программе по проблеме 0.05.01, утвержденной ГКНТ СССР на десятую пятилетку. В ней принимал участие большой коллектив ученых и специалистов из научных и производственных геолого-геофизических организаций: Азербайджанской ССР: Института геологии им. И.М. Губкина АН АзССР, Научного центра "Геофизика" АН АзССР и Азербайджанского отделения НПО "Союзгеофизика"; Армянской ССР: Института геофизики и инженерной сейсмологии АН АрмССР, Института геологических наук АН АрмССР и Геологического управления АрмССР; Грузинской ССР: Института геофизики АН ГССР, Геологического института им. А.И. Джанелидзе АН ГССР, Сектора гидрогеологии и инженерной геологии АН ГССР и кафедры геофизики Тбилисского государственного университета; Северного Кавказа: НПО "Южмор-гео" Министерства геологии СССР.

Осуществление общего руководства по организации этой совместной работы было поручено Институту геофизики АН ГССР.

Следует отметить, что видные ученые Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР, Института земного магнетизма и распространения радиоволн АН СССР, Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР и кафедры геофизики Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова не раз принимали активное участие в обсуждении результатов исследований в ходе их выполнения на ежегодных совещаниях, устраиваемых Кавказской секцией Научного совета в разных республиках Закавказья.

Помещенные в книге статьи, конечно, не охватывают всех аспектов природы физических полей и глубинного строения региона, но они существенно пополняют наши знания в этих областях. В них основное внимание уделено волновому, гравитационному, магнитотеллурическому,

магнитному и тепловому полям и их интерпретации с целью уточнения строения земной коры Кавказского региона; приведены интересные результаты изучения термодинамических условий и составления петрофизических моделей участков земной коры Грузии; представлены результаты палеомагнитно-стратиграфических исследований по различным геологическим образованиям Армении и Грузии, а также освещены некоторые вопросы палеотектоники методами палеомагнетизма; составлена для Кавказа стационарная трехмерная геотермическая модель и установлена взаимосвязь теплового поля с глубинным строением изучаемого региона; очень важна работа по выяснению особенностей строения земной коры Кавказа и его связи с современными структурами.

Б.К. БАЛАВАДЗЕ

М.М. Раджабов, И.Б. Осипова, К.Х. Арменакян, М.С. Иоселиани,
Ш.П. Диасамидзе, В.В. Щербаков, Э.Я. Куценко, З.С. Воцалевский

ВОЛНОВЫЕ ПОЛЯ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КAVKAZA ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Азербайджан. Территория Азербайджана и прилегающая к ней часть акватории Каспийского моря в региональном плане охватывает восточную часть альпийского геосинклинального пояса Кавказа и области перехода его к эпигерцинской платформе на севере, к горным сооружениям Прибалхашья и Копетдага на востоке и Эльбурса на юге.

Стратиграфический диапазон отложений, слагающих геологический разрез территории Азербайджана, охватывает период от нижнего палеозоя до антропогена включительно. Эти отложения представлены с перерывами в морских и континентальных осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных образованиях, которые интродуцированы многочисленными основными, средними, кислыми интрузиями и образуют серию структурных этажей.

Сейсмические наблюдения методами МОВ, КМПВ, ГСЗ проводились в различных по сейсмогеологическим условиям зонах, которые в плане совпадают со схемой тектонического районирования территории республики.

Поверхностные условия определяются рельефом дневной поверхности, наличием обширных галечниковых зон в предгорных районах, снижающих эффективность возбуждения упругих колебаний, и уровнем грунтовых вод.

Глубинные условия определяются геологическими факторами, сложность которых в условиях тонкослоистого и слабодифференцированного по скоростям разреза отрицательно влияет на формирование, распространение и регистрацию на поверхности отраженных и преломленных волн [14, 15, 16].

Угловые и азимутальные несогласия, а главное осложненность тектоники на сводах складок существенно ухудшают качество сейсмического материала. Более удовлетворительное качество материала получается в депрессионных зонах и на дальних крыльях складок. Заметное ухудшение качества отражений, уменьшение длины записи наблюдается при приближении к сильно нарушенным сводовым частям поднятий. Здесь регистрируется сложная запись с единичными, непротяженными, сильно искаженными осями синфазности. Такая запись характерна и для нижних частей осадочных отложений, а также для консолидированной коры, от которых получить коррелирующиеся отражения не представляется возможным. Основными причинами неустойчивости полей отраженных волн являются невыдержанность тонкослойного разреза и нестабильность ус-

ловий возбуждения колебаний. Поэтому малоэффективными при изучении этих частей земной коры оказываются способы сейсморазведки (МОВ, ОГТ), основанные на непрерывном прослеживании горизонтов.

Армения. Сейсморазведка проводилась в основном в пределах Арагатской впадины. Анализ и обобщение материала по верхней части разреза показали, что сложность поверхностных сейсмогеологических условий связана в основном с наличием на поверхности покровных базальтов, исключительно неблагоприятных для возбуждения колебаний и регистрации отраженных волн.

Для глубинных сейсмогеологических условий Арагатской впадины характерно наличие крупных широтных и меридиональных глубинных разломов, разделяющих впадину на отдельные крупные блоки, которые в свою очередь делятся на более мелкие, расчлененные флексурно-разрывными нарушениями. Основные особенности строения осадочного чехла впадины — резкое фашиальное замещение пород в горизонтальном направлении, переход песчано-глинистых отложений в соленосно-гипсоносные и последних — в вулканогенные образования. Это приводит к изменению условий образования отраженных волн по профилю и площади в целом, изменению коэффициента отражения, а следовательно, к отсутствию протяженных отражающих границ и в целом — к отсутствию опорных горизонтов.

Грузия. Основными объектами сейсморазведочных исследований в Грузии являются мезозойско-кайнозойские отложения и консолидированная кора [2].

Представление о сейсмогеологических условиях площадей, где проводились сейсморазведочные наблюдения, можно получить из рассмотрения скоростных характеристик разрезов.

Колхидская низменность. I слой — скорость распространения продольных сейсмических волн 1500–1600 м/с, мощность до 200–250 м; соответствует четвертичным глинам и пескам.

II слой — граничная скорость 2100–2300 м/с, мощность 1150–1250 м; соответствует глинисто-песчаным отложениям неогена.

III слой — граничная скорость 3400–3500 м/с, мощность 1800–1900 м; соответствует, по нашему мнению, плотным песчаникам и карбонатным отложениям палеогена.

IV слой — граничная скорость 4200 м/с, мощность 1300–1400 м; соответствует палеоген-верхнемеловым известнякам и доломитам.

V слой — граничная скорость 4700–5000 м/с, мощность около 3500 м; комплекс, состоящий в основном из пород нижнего мела, юры.

VI слой — поверхность консолидированной коры с граничной скоростью 5700–6300 м/с.

Картлинская площадь. В геологическом разрезе по литологическим признакам выделены следующие толщи (сверху вниз):

1. Песчано-глинистая, представленная осадками четвертичной и третичной систем, мощностью до 2,2 км в Тирифонской долине и до 4–6 км в Мухранской.

2. Карбонатная, представленная в основном известняками мела, мощностью не менее 500 м.

3. Толща глинистых сланцев и порфиритов юрской системы мощностью

1000–1500 м. Граничная скорость по поверхности мезозойских отложений – 4700–5000 м/с.

4. Поверхность консолидированной коры, представленная гранитами, гнейсами и кристаллическими сланцами, с граничной скоростью 5800–6200 м/с. Средняя скорость до этой поверхности 3500–3800 м/с.

Южная Кахетия и смежные районы. В центральной части Южно-Кахетинского прогиба выделяются следующие преломляющие горизонты.

I слой – с пластовой скоростью 2200 м/с и мощностью 300–900 м соответствует четвертичным, акчагельским и апшеронским отложениям; представлен в основном чередованием конгломератов и глин.

II слой – мощность 2000–2500 м, граничная скорость 2800 м/с; представлен в основном отложениями ширакской свиты.

III слой – сравнительно большой мощности – 5–6 км, граничная скорость 3600 м/с; по-видимому, в основном состоит из сарматских и палеогеновых отложений.

IV слой – граничная скорость 4700–5000 м/с, мощность 6000 м; в целом должен состоять из отложений всего мезозоя.

Ниже следует поверхность консолидированной коры, которая характеризуется граничной скоростью 6000–6200 м/с. Максимальная мощность осадочного комплекса здесь достигает 13–14 км. Средняя скорость до поверхности консолидированной коры 3200–3500 м/с.

Алазанская долина. На основе сейсморазведочных исследований в геологическом разрезе долины по литологическим признакам можно предполагать наличие следующих стратиграфо-литологических комплексов:

1. Верхнетретичные отложения, известные под названием алазанской серии, распространены широко. Максимальная мощность 1500–1700 м.

2. Мезозой, представленный чередованием карбонатных, песчаных, глинистых сланцев и, возможно, вулканогенных пород. Граничная скорость продольных волн 4500–5200 м/с. Максимальная глубина залегания 1,7 км. Средняя скорость до поверхности 2800 м/с. Максимальная мощность 3,5 км.

3. Поверхность консолидированной коры с граничной скоростью 5700–6000 м/с. Средняя скорость до поверхности 3500 м/с. Максимальная глубина 5 км.

Джавахетское нагорье. На основе сейсморазведочных исследований в Джавахетском нагорье выделяются:

1. Вулканогенный комплекс мощностью до 2000 м. Граничная скорость лавовых покровов 2600–3600 м/с.

2. Известняки мелового возраста с граничной скоростью 4500–4600 м/с. Мощность известнякового комплекса 500–1000 м.

3. Поверхность консолидированной коры с граничной скоростью 5800–6200 м/с. Средняя скорость до поверхности консолидированной коры 3500–3800 м/с. Глубина залегания 2–4 км.

Северный Кавказ. В тектоническом отношении на территории Северного Кавказа расположены: южный склон Восточно-Европейской платформы, Скифская плита и передовые геосинклинальные прогибы Индо-Кубанский и Терско-Каспийский.

Таблица 1

Пределы изменения пластовых (интервальных) скоростей в разрезе Предкавказья

Возраст пород	Западное Предкавказье		Центральное Предкавказье		Восточное Предкавказье	
	глубина залегания, км	пластовая скорость, км/с	глубина залегания, км	пластовая скорость, км/с	глубина залегания, км	пластовая скорость, км/с
Эоцен	0,8–2,8	2,1–3,5	0,0–1,1	1,9–3,0	0,0–2,0	1,6–3,2
Палеоцен	1,0–3,6	2,7–3,8	1,0–1,5	2,2–3,6	0,2–2,6	1,8–3,7
Верхний мел	1,1–3,9	2,3–4,2	0,5–3,3	3,0–5,4	0,4–3,2	2,2–5,6
Нижний мел	1,2–4,0	2,8–4,7	0,5–4,2	2,5–4,2	0,2–3,2	2,1–4,4
Юра	1,9–2,9	3,9–5,0	0,5–4,0	3,5–5,5	0,8–2,7	2,7–4,4

Для разрезов всех районов характерны в основном терригенный состав отложений, тонкая слоистость и, как правило, слабая дифференцированность осадочного чехла.

Значения пластовых (интервальных) скоростей в различных отложениях сведены в табл. 1 [1, 13].

Распределение пластовых скоростей в неоген-антропогенных, палеогеновых, верхнемеловых, нижнемеловых и юрских отложениях представлено на соответствующих картах [13].

Резкие изменения пластовых скоростей происходят на скоростных границах, где $\Delta v_{н,1}$ имеют следующие средние значения, м/с:

Майкоп – эоцен	350–800
Эоцен – палеоцен	300–1600
Палеоцен – верхний мел	300–2100
Верхний мел – нижний мел	400–2000

В северной части Предкавказья под осадочным чехлом вскрыты кристаллические породы докембрийского возраста, которые характеризуются наиболее высокими значениями скорости. Для верхней его части (вероятно, зона выветривания) значения пластовых скоростей изменяются от 3,5 до 5,5 км/с. Граничные скорости, по данным КМПВ, составляют 5,9–6,3 км/с. В метаморфизованных триасовых отложениях Скифской плиты, вскрытых глубокими скважинами в пределах Ейско-Бережанской зоны поднятий, интервальные скорости достигают значений 4,2–5,3 км/с.

Особенности сейсмогеологического строения позволяют выделить в Предкавказье несколько основных типов разреза. Для западного Предкавказья их три. Первый тип разреза характеризуется относительно высокими отражающими свойствами подошвы зоны малых скоростей (ЗМС) $K_0 = 0,4–0,5$ и наличием в более глубокой части разреза повышенных значений скорости слоев. Этот тип разреза характерен для самой северной части рассматриваемой территории в области развития докембрий-

ского фундамента, а также для северных бортов Западно-Кубанского прогиба. Второй тип разреза представлен очень сильной отражающей границей, приуроченной к подошве ЗМС $K_0 = 0,5-0,7$. В верхней части разреза присутствуют тонкие слои с повышенной скоростью $K_0 = 0,2-0,3$. Для более глубоких интервалов разреза характерны еще более резкие границы $K_0 = 0,4-0,5$, которые отличаются по акустической жесткости от вмещающих пород. Такой разрез типичен для северной части Скифской плиты, где докембрийский фундамент сменяется палеозойским и где появляются триасовые отложения — толща, по своим свойствам промежуточная между консолидированным фундаментом и осадочным чехлом, с которым связаны устойчивые преломленные волны. Третий тип характеризуется очень слабой скоростью дифференциацией. Коэффициент отражения подошвы ЗМС составляет здесь $0,3-0,4$, а для глубинных границ K_0 обычно не превышает $0,15$. Такой тип разреза характерен для Восточно-Кубанского и Западно-Кубанского прогибов.

ВОЛНЫ, РЕГИСТРИРУЕМЫЕ В ПЕРВЫХ ВСТУПЛЕНИЯХ

Азербайджан. При корреляции волн, регистрируемых в области первых вступлений, использовались следующие критерии: 1) сходство областей прослеживания (выход в первые вступления, абсолютные времена регистрации); 2) равенство времен прихода волн во взаимных точках и близкие значения кажущихся скоростей; 3) сходство формы записей.

В целом для различных профилей отмечается одна и та же последовательность вступления волн. Выделяются группы продольных волн P_n^a , P_n^k , $P_n^{M^0}$, связанные соответственно с границами внутри осадочного комплекса, с поверхностью консолидированной коры и ее внутренней структуры и с границей М. Черты сходства касаются как последовательности регистрации, так и характера корреляции этих волн.

Группа волн P_n^{0c} . Выделяется ряд волн с видимыми частотами $10-16$ Гц (табл. 2).

Наиболее интенсивной является волна P_0^{0c} , регистрируемая повсеместно из всех пунктов взрыва в виде 2-3-фазного колебания. По совокупности кинематических и динамических особенностей волна P_0^{0c} относится к прямой рефрагированной.

Волна P_1^{0c} 2-3-фазная и выделяется не из всех пунктов взрыва. По интенсивности эта волна слабее волны P_0^{0c} , быстро затухает с расстоянием, характеризуется малым интервалом прослеживания. Смены волн P_0^{0c} и P_1^{0c} достаточно четкие. Годографы волны P_1^{0c} прямолинейные. По своим кинематическим особенностям волна P_1^{0c} относится к волне головного типа.

Волна P_2^{0c} выделяется из всех пунктов взрыва. В первые вступления выходит с удалением $10-25$ км и имеет интервал прослеживания $10-15$ км. Волна P_2^{0c} более многофазная (3-4) и по интенсивности несколько слабее волны P_0^{0c} .

Смены волны P_0^{0c} с P_2^{0c} и P_1^{0c} с P_2^{0c} четкие. Начальная часть годографа

Таблица 2

Расчленение группы волн P^{oc} (Азербайджан)

Индекс волны	v^* , км/с	Среднее значение эффективного коэффициента затухания, км
P_0^{oc}	1,8–4	—
P_1^{oc}	3,8–5	0,21
P_2^{oc}	4,7–6	0,17

волны P_2^{oc} , как правило, характеризуется криволинейной формой. Этот интервал расстояния 3–5 км. Затем годограф приобретает прямолинейную форму.

Кажущиеся скорости волны P_2^{oc} в пределах указанного интервала увеличиваются по мере удаления от пункта взрыва. Диапазон изменения этих скоростей несколько меняется от участка к участку от 4,6–5,2 до 6 км/с.

На основании кинематических характеристик волна P_2^{oc} относится нами к сложной головной волне от границы с переходным градиентным слоем.

Группа волн P_n^k . Из группы этих волн наиболее уверенно выделяется волна $P_{\Phi}^{k_0}$, соответствующая поверхности консолидированной коры. Она регистрируется, начиная с удалений 20–25 км, с интервалом прослеживаемости в первых вступлениях до 35–45 км. Волна $P_{\Phi}^{k_0}$ 2–3-фазная. Смена с волнами группы P^{oc} достаточно четкая.

Для волны $P_{\Phi}^{k_0}$ характерны аномальные особенности, выражающиеся в изменениях кажущихся скоростей, формы записи, амплитуд и т.д. Эти особенности резко локализованы и приурочены к определенным участкам профилей. Форма годографа волны часто аналогична форме годографа P_2^{oc} . Годограф в своей начальной части на расстоянии около 5 км криволинейный с характерным изгибом кверху, затем он принимает прямолинейную форму.

Кажущиеся скорости в пределах указанного интервала увеличиваются от 5,7–5,9 до 6,2 км/с. На основе кинематических признаков волна $P_{\Phi}^{k_0}$, так же как и волна P_2^{oc} , относится нами к сложной головной волне, образование которой связано с наличием переходного градиентного слоя выше основной границы.

Волны $P_{1,2}^k$. Возможные преломленные волны от внутрикоровых границ должны выделяться в интервалах расстояний от 50–60 до 180 км, т.е. между областью затухания волны $P_{\Phi}^{k_0}$ и началом прихода волны преломленного типа $P_{np}^{M_0}$ от границы М. В этих интервалах в области последующих вступлений, близкой к началу записи, основную роль играют критические и закритические отраженные волны от внутрикоровых границ. С увеличением расстояния эти волны сближаются, и в интервалах от 50–60 до 180 км регистрируются в одной группе, образуя сложные

комбинации волн в области видимых первых вступлений. Сложный интерференционный характер группы волн наглядно показывают особенности амплитудных графиков $A(x)$ [16]. Годограф группы носит ступенчатый характер: как бы за счет затухания первых фаз в области видимых первых вступлений выходят последующие фазы. Это приводит к расчленению годографа группы волн P_n^K на отдельные сравнительно протяженные участки.

В пределах каждого участка годографы характеризуются признаками годографов простых отраженных волн. Кажущиеся скорости уменьшаются с увеличением расстояния от пункта взрыва. Однако это изменение более резкое, чем в случае простых отраженных волн. Данные амплитудных графиков, особенности формы годографов и характер изменения кажущихся скоростей указывают на то, что волны группы P_n^K в области видимых первых вступлений формируются в основном разными отраженными волнами. Поэтому эти волны не могут быть отнесены ни к волнам преломленного, ни к волнам головного типа, ни тем более к рефрагированным волнам.

Волна $P_{пр}^{M_0}$. Эта волна соответствует границе М и регистрируется, начиная с удалений 170–180 км от пункта взрыва. Кажущиеся скорости волны характеризуются большими значениями и возрастают от 8,5 до 11–11,2 км/с. В начальной части на расстоянии от 0 до 15 км годограф изгибается. Анализ формы годографов волны $P_{пр}^{M_0}$, а также величин и характера изменения кажущихся скоростей дает основание отнести ее к головной волне сложного типа, обусловленной наличием выше границы М переходного градиентного слоя.

В отличие от волн P_0^c , P_2^c , $P_ф^K$ и $P_{пр}^{M_0}$, являющихся волнами преломленного типа, волны группы P_n^K имеют иную природу. В их формировании принимают участие разные группы отраженных волн. Объединение разнородных участков этой группы волн в единые годографы и интерпретация их как годографов головных волн приводят к получению фиктивных, несуществующих границ во внутренней структуре коры. Первая из них, ближайшая к дневной поверхности, известна под названием границы Конрада, будто бы отбивающей поверхность "базальтового" слоя.

Армения. При наблюдениях вблизи пункта взрыва в первых вступлениях регистрируется прямая волна с $v^* = 1,8–2,3$ км/с, распространяющаяся в глинах и озерно-речных образованиях. При наличии базальтового покрова в верхней части в первых вступлениях следится прямая волна с $v^* = 0,9–3,5$ км/с, причем малая скорость соответствует волне, распространяющейся в туфах, туфобрекчиях и других нетвердых породах; волны с $v^* = 2–3,5$ км/с относятся к преломленным волнам от более твердых и плотных пород (базальты, андезито-базальты).

На удалении от пункта взрыва до 1,5 км в первых вступлениях следится волна с $v^* = 3,8–4$ км/с, связанная с преломляющим горизонтом в гипсоосно-соленосной толще. В последующих вступлениях регистрируются регулярные и нерегулярные волны-помехи с $v^* = 0,25–1,1$ км/с, а также краткопреломленные волны, связанные с подошвой ЗМС и с горизонтом в базальтовом покрове. При удалении от пункта взрыва от 1–2 до 3–6 км интервал записи освобождается от волн-помех, появляется

Таблица 3

Основные характеристики волн, регистрируемых в первых вступлениях (Грузия)

Номер профиля и район	Индекс волны	Интервал прослеживания в первых вступлениях от ПВ, км	v^* , км/с
III Лагодехи-Акстафа	P_1^{oc}	0-5	3,6-5,0
	P_2^{oc}	5-20	4,4-4,1
	$P_{пр}^{к_0}$	20-70	4,7-6,7
XXVII Анаклия-Зестафони	P_1^{oc}	0-3	3,8-4,0
	P_2^{oc}	5-10	3,5-5,8
	$P_{пр}^{к_0}$	10-16	5,0-8,0
X Пшавели-Сабатло	$P_{пр}^{к_0}$	15-80	5,1-6,6
	P_1^{oc}	0-15	3,0-5,5
	$P_{пр}^{к_0}$	12-80	4,3-7,5
XX Тмогви-Ждановка	P_1^{oc}	15-25	4,4-5,5
	$P_{пр}^{к_0}$	30-100	5,0-9,0
XII Зильча-Глдани	P_1^{oc}	2-5	2,9-4,4
	P_1^{oc}	5-15	4,3-6,0
	$P_{пр}^{к_0}$	12-70	5,0-8,0

возможность увеличить свободный от помех интервал регистрации полезных волн на больших временах.

Грузия. Почти на всех профилях в первых вступлениях четко выделяются преломленные волны, связанные с различными границами осадочного комплекса, с поверхностями внутри консолидированной коры и с поверхностью М. В проведенных исследованиях наибольший материал накоплен для верхней части земной коры. Поэтому подробно изучены характеристики волн, связанных с границами в этой части разреза [2, 3, 5].

На всех сейсмограммах четко выделяется группа преломленных волн, связанных с границами в осадочном комплексе P_n^{oc} . Указанная группа в свою очередь подразделяется на две группы P_1^{oc} и P_2^{oc} . В группу P_1^{oc} объединены волны, характеризующиеся граничными скоростями не более 4 км/с, которые соответствуют в основном кайнозойским отложениям. В группу P_2^{oc} объединены волны, характеризующиеся граничными скоростями 4-5,3 км/с. Они соответствуют мезозойским отложениям.

Группа волн, связанная с поверхностью консолидированной коры $P_{ф_0}^{к_0}$, на разных участках наблюдения в первые вступления выходит на разных расстояниях от источника возбуждения - 8-47 км. Для этой группы характерна простая устойчивая форма записи (2-4 четкие фазы), интенсивность не ниже или соизмерима с интенсивностью волн предшествующих групп. Эти волны доминирующие и хорошо прослеживаются на всех профилях.

v^* , км/с	Количество фаз	Длительность волны, с	Видимые частоты Гц
3,8-4,0	2-3	0,15-0,25	16-20
4,5-4,8	3-5	0,3-0,4	11-14
5,7-6,0	2-3	0,15-0,2	10-16
4,0-4,2	2-4	0,1-0,3	12-15
4,5-4,7	2-4	0,1-0,25	12-15
5,7-6,3	2-3	0,15-0,3	10-13
5,6-6,0	2-4	0,15-0,3	10-15
3,5-4,0	2-3	0,15-0,25	15-17
5,8-6,2	2-4	0,1-0,25	10-13
4,7-5,0	2-4	0,15-0,3	12-16
6,0-6,2	2-4	0,15-0,35	10-14
3,8	2-5	0,16-0,32	16-20
4,8-5,0	2-3	0,1-0,3	12-16
5,7-6,0	2-3	0,1-0,3	10-13

Волна, преломленная на границе М $P_{пр}^{M_0}$, очень слабая. Она следится только в первых вступлениях на расстояниях более 220 км.

В табл. 3 приведены основные характеристики волн, регистрируемых в первых вступлениях.

Северный Кавказ. Среди волнового поля преломленных волн Предкавказья зарегистрированы следующие группы волн: P_0^{oc} , P_1^{oc} , P_2^{oc} , P_3^{oc} , связанные с горизонтами в осадочной толще, и $P_{ф_3}^{к_0}$, $P_{ф_4}^{к_0}$, $P_{ф_5}^{к_0}$, относимые к кровле консолидированной коры разного возраста, а также волны $P_{1пр}^{к_0}$, $P_{2пр}^{к_0}$, $P_{2от}^{к_0}$, $P_{3пр}^{M_0}$, $P_{3от}^{M_0}$, связанные с глубинными границами земной коры К и М (табл. 4).

Преломленные волны, связанные с осадочным чехлом, имеют примерно одинаковые параметры. Волны, связанные с фундаментом, слабее затухают с увеличением расстояния, а спектры их лежат в области низких частот. При глубоком залегании фундамента (в прогибах) область регистрации волн, связанных с осадками, значительно расширяется, количество отдельных волн в группе увеличивается, а кажущиеся скорости возрастают.

Динамические особенности волн, связанных с фундаментом и осадочным комплексом, здесь также сглаживаются за счет сильного фильтрующего влияния осадочных пород и появления в разрезе мощных слоев с пластовыми скоростями, близкими скоростям волн в фундаменте.

Материалы ГСЗ в Предкавказье и сопредельных районах дают возможность охарактеризовать поверхность фундамента ("гранитного" слоя) волной со скоростью 6-6,2 км/с. Внутри "гранитного" слоя обнаружены

Таблица 4

Зарегистрированные преломленные волны и их стратификация (Предкавказье)

Индекс волны	Стратификация	v^* , км/с	
		Западное Пред- кавказье	Восточное Пред- кавказье
P_0^{OC}	Миоцен	1,8–3,0	
P_1^{OC}	Эоцен	2,7–4,8	3,5–4,3
P_2^{OC}	Мел–юра	4,0–5,8	4,7–5,4
$P_{\Phi_4}^{K_0}$	Триас, пермо-триас	4,5–5,5	4,9–5,3
$P_{\Phi_4}^{K_0}$	Палеозой	5,0–6,5	5,4–6,5
$P_{\Phi_5}^{K_0}$	Докембрий	5,5–7,3	
$P_{1\text{пр}}^{K_0}$	Поверхность К	6,5–8,4	
$P_{2\text{пр}}^{K_0} - P_{2\text{от}}^{K_0}$	Внутри "базальта"	7,0–7,5	
$P_{3\text{пр}}^{M_0} - P_{3\text{от}}^{M_0}$	Поверхность М	8,0–8,2	

промежуточные преломляющие горизонты со скоростями 6,3–6,8 км/с. Они распространены не повсеместно, в разных блоках выделяются разные горизонты или не выделяются совсем.

С расстояния 50–60 км от источника возбуждения прослеживаются глубинные волны, из которых выделяются волны $P_{1\text{пр}}^{K_0}$ – от поверхности Конрада, $P_{2\text{от}}^{K_0} - P_{2\text{пр}}^{K_0}$ – от горизонта внутри "базальтового" слоя и $P_{3\text{от}}^{M_0}$, $P_{3\text{пр}}^{M_0}$ – от поверхности М. Волна $P_{1\text{пр}}^{K_0}$ прослеживается в интервале расстояний 50–145 км и на значительном участке прослежена в первых вступлениях. Форма записи волны упрощается по мере удаления от источника возбуждения, и на достаточно больших расстояниях, после зоны интерференции с более ранними волнами, волна $P_{1\text{пр}}^{K_0}$ представляет собой простое, обычно двухфазное колебание с преобладающим видимым периодом 0,08–0,1 с и $v^* = 6,5–8,4$ км/с. Эта волна является головной от преломляющей поверхности (раздел Конрада) с $v_T = 6,8$ км/с.

В Предкавказье на профиле Федоровская–Кушевская от раздела Конрада зарегистрированы отраженные волны. Волна $P_{2\text{от}}^{K_0} - P_{2\text{пр}}^{K_0}$ прослежена в интервале 60–160 км от источника возбуждения в последующих вступлениях. С удалением около 80 км от источника возбуждения годограф волны становится прямолинейным, усложняется форма записи, и отраженная волна сменяется головной от этой же границы. Граница располагается внутри "базальтового" слоя и характеризуется $v_T = 7,3$ км/с. Эти волны прослеживаются обычно лишь на отдельных участках профилей.

Волны $P_{3\text{от}}^{M_0} - P_{3\text{пр}}^{M_0}$ прослеживаются повсеместно на удалениях более 80–90 км от источника возбуждения; обычно это очень интенсивные колебания из пяти-шести фаз с закономерно уменьшающимися кажущимися скоростями (от 10 до 8 км/с). Форма записи колебаний от раздела М в разных районах различна. Основной особенностью этих волн на удалениях 80–160 км является большая амплитудная выразительность, позволяющая легко опознать их среди всех остальных волн. Другая особен-

ность волн $P_{3от}^{M_0}$ — $P_{3пр}^{M_0}$ — многофазность записи, имеющая ярко выраженный групповой характер. Кажущаяся скорость волны 8–8,2 км/с. На удалениях до 120–130 км от источника возбуждения $P_{3от}^{M_0}$ — $P_{3пр}^{M_0}$ классифицируются как отраженные от раздела М под критическим углом и вблизи него, на больших удалениях — как отраженные и головные от этой же границы, приходящие на больших временах. Многочисленные отражения от раздела М на удалениях 110–120 км получены на профиле Федоровская–Кушевская.

ВОЛНЫ, РЕГИСТРИРУЕМЫЕ В ПОСЛЕДУЮЩИХ ВСТУПЛЕНИЯХ

В области последующих вступлений, после первых волн преимущественно преломленного типа, регистрируется большое количество регулярных волн, основные среди них отраженные и дифрагированные.

Азербайджан. О т р а ж е н н ы е в о л н ы. На сравнительно значительных удалениях от источников возбуждения отличительные признаки для их выделения — прямолинейность формы осей синфазности в пределах 0,5 км и более и закономерное уменьшение кажущихся скоростей с увеличением расстояния вдоль протяженного профиля.

Отраженные волны представлены 2–3 фазами с периодом 0,06–0,08 с. В области источника возбуждения они регистрируются в интервале времен 0,7–5 с и соответствуют в основном границам в осадочной толще. Глубинные отражения, связанные с внутрикоровыми границами, наиболее уверенно регистрируются с расстояний 12–20 км. По мере увеличения расстояния их количество возрастает. На удалениях примерно 50–60 км и более они еще до выхода на свою асимптоту постепенно приближаются к началу записи и образуют по существу область видимых первых вступлений.

Из всех зарегистрированных отраженных волн наибольшей стабильностью отличаются волны $P_{от}^{M_0}$, связанные с границей М. Их интенсивность возрастает на удалениях 80–100 км, т.е. в области, близкой к начальной точке. Волны $P_{от}^{M_0}$ регистрируются в виде группы волн с изменчивой интенсивностью и имеют период около 0,05–0,06 с.

Д и ф р а г и р о в а н н ы е в о л н ы. Были выделены визуально, с использованием особенностей их кинематики и динамики [14]. Минимальное расстояние, при котором зарегистрированы эти волны, около 3 км, максимальное — более 180 км. Протяженность осей синфазности дифрагированных волн — от 0,5 до 4 км. Наибольшее количество выделенных волн характеризуется протяженностью около 3 км. Форма годографов гиперболическая, значение минимума меняется от 2 до 30 с. Нередко в пределах одной сейсмограммы наблюдается также несколько криволинейных параллельных осей, разделенных по времени и повторяющихся по форме. Проекция минимумов таких осей на линию профиля, как правило, совпадают. В этом случае волны относятся к типу краткодифрагированных.

Изучение сравнительной интенсивности дифрагированных волн относительно волн других классов на основе амплитудных графиков $A(t)$ показало, что интенсивность их примерно на два порядка выше интенсивности первых вступлений и больше или сравнима с интенсивностью отраженных волн.

Особенностью графиков $A(t)$ является область максимума, совпадающая с областью минимума кинематического годографа.

В о л н ы - п о м е х и. Различные регулярные волны-помехи достаточно интенсивны и условно подразделяются на две группы: 1) низкочастотные с $v^* \leq 2000$ м/с; 2) высокочастотные с 2000 м/с $< v^* < 4000$ м/с.

Наглядное представление об области существования сейсмического поля волн-помех и соотношения этой области с полями других классов регистрируемых волн можно получить из рис. 1. Выделяется довольно устойчивая и протяженная область, в пределах которой регистрируются волны-помехи. Она, как правило, начинается на расстояниях 5–15 км от источника возбуждения и имеет конусообразную форму с тенденцией расширения в сторону больших расстояний и соответственно времен регистрации. На записях сейсмограмм можно выделить отдельные фазы этих волн, корреляция которых не вызывает затруднений. Обычно это 2–3-фазные колебания с практически прямолинейными осями синфазности. При удалении от источника и приближении к первым вступлениям годографы волн-помех характеризуются увеличивающимися значениями кажущейся скорости. В связи с этим годографы волн-помех образуют своеобразный веер.

Армения. О т р а ж е н н ы е в о л н ы. Выделенные в свободном от помех интервале регулярные волны на удалениях 1,5–3 км от источника возбуждения отнесены к отраженным волнам по следующим известным признакам: 1) совпадение наблюдаемых годографов с теоретическими и гиперболическая форма годографов; 2) закономерное уменьшение кажущейся скорости по мере удаления от источника возбуждения; 3) непараллельность нагоняющего и нагоняемого годографов, причем кажущаяся скорость v^* нагоняющего меньше нагоняемого; 4) большие времена прихода волн при сравнительно малых расстояниях от источника возбуждения до пункта приема.

Частотные характеристики отраженных волн, зарегистрированных по всей Араратской впадине, в общих чертах довольно похожи, но максимумы их лежат в несколько разных пределах. Так, для I и II типа ВЧР максимум частотных спектров отраженных волн лежит в пределах 35–45 Гц, т.е. с преобладающей частотой порядка 40 Гц. Для отраженных волн III типа ВЧР максимум амплитудных спектров находится в области 25–35 Гц, т.е. преобладающая частота 30 Гц. Все это указывает на то, что в образовании спектра отраженных волн основная роль принадлежит низко- и среднечастотным составляющим, что связано с быстрым затуханием высокочастотных составляющих волн в туфах и пористых базальтах.

Общим для амплитудных спектров отраженных волн является наличие дополнительного максимума в области низких частот (порядка 8–15 Гц), амплитуда которого в ряде случаев составляет 30–50% от амплитуды основного максимума. Выделить и проследить по всей Араратской впадине опорные отраженные волны на современном этапе развития сейсмического метода отраженных волн не представляется возможным.

Д и ф р а г и р о в а н н ы е в о л н ы. При наличии неодинаково резких, негладких и криволинейных границ сводовых участков структур, осложненных тектоническими нарушениями, регистрировались дифрагировавшие волны. При сопоставлении этих волн было обнаружено, что они объединя-

Рис. 1. Области существования различных классов волн (Курунская впадина, Азербайджан)

1-3 - области регистрации волн: 1 - преломленных, 2 - отраженных, 3 - различных типов волн-помех

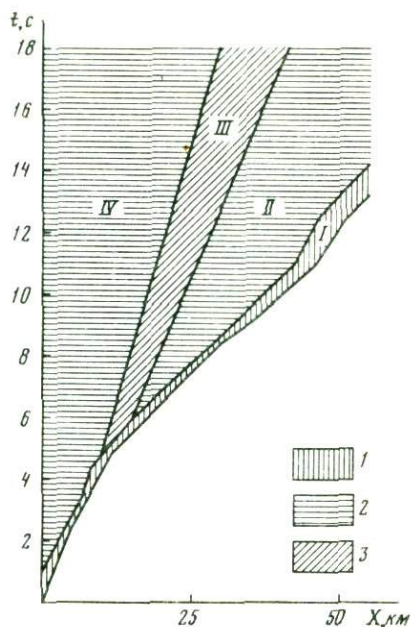
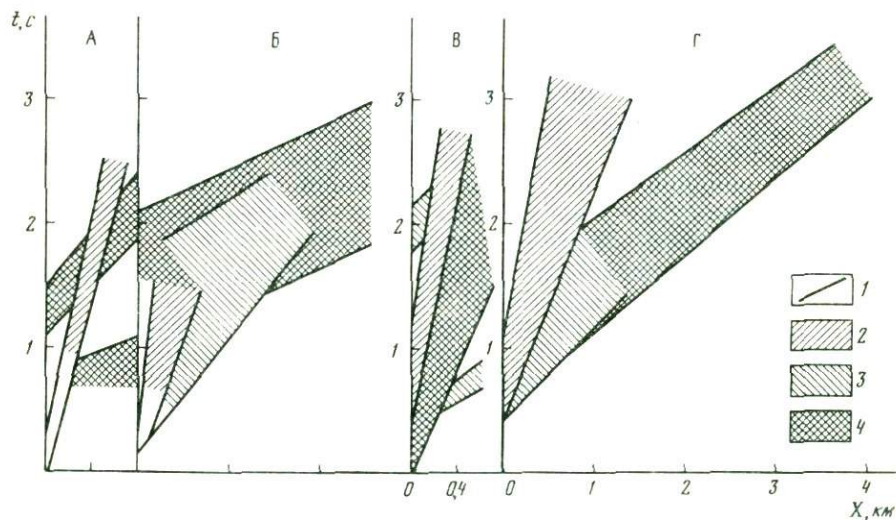


Рис. 2. Области прослеживания волн-помех и полезного сигнала (Армения)

1 - годографы волн первых вступлений; 2-4 - области регистрации: 2 - низкоскоростных волн-помех, 3 - высокоскоростных волн-помех, 4 - полезного сигнала. Площади: А - Арташанская, Б - Эчмиадзинская, В, Г - Октомберянская



ются в годографы почти гиперболической формы с минимумами на различных расстояниях от источника возбуждения, совпадающими с теоретическими годографами дифрагированных волн. На сейсмических разрезах эти волны объединялись в узлы дифракции, причем было замечено, что с возрастанием количества дифрагированных волн ухудшалось прослеживание отраженных волн, особенно в области зон нарушений, где годографы дифрагированных волн становились сравнительно протяженными.

Обменные волны. По всем обработанным профилям методом прохождения обменных волн зарегистрировано сложное волновое поле на x -компоненте. Как правило, отмечалась серия осей синфазности с запаздыванием во времени от 0,02 до 2,5 с относительно продольной волны, регистрируемой в первых вступлениях. Оси синфазности, отождествленные с обменными волнами, представляют собой в основном четкие достаточно интенсивные колебания с хорошо выраженными фазами на сравнительно спокойном фоне; иногда запись характеризовалась волнами неравномерной интенсивности. Волны $PP...S$ динамически плохо выражены и с трудом коррелируются. Затухание и резкое ослабление амплитуды, схождение и пересечение осей синфазности, сложная интерференционная запись на протяженных зонах — все это, по-видимому, связано с региональными тектоническими разломами, выклиниванием горизонтов, а также косослойностью составляющих пропластков. Обменные волны, связанные с неглубоко залегающими горизонтами, коррелируются гораздо лучше. Однако выделить повсеместно опорные обменные волны и провести стратификацию построенных границ обмена не удалось. Присутствие обменных проходящих волн на записях горизонтальных приборов и их глубинное происхождение подтверждают наблюдения во внутренних точках среды. Выделенные волны PS идут с больших глубин, несмотря на то что корреляция и прослеживание волн затруднено влиянием продольных волн (например, по скв. 18—Октомберян). Обменные волны отнесены к поверхности олигоценца с приращением времени $\Delta t = 0,58-0,725$ с и к поверхности фундамента или низам осадочного чехла с $\Delta t = 1,5-1,65$ с.

Наблюденные обменные волны во внутренних точках среды хорошо увязываются с наземной установкой. Таким образом, волны, регистрируемые на дневной поверхности x -приборами, обменные и стратиграфические приурочены к границам в мезозойско-кайнозойских отложениях.

Волны — помехи. Характеристика волнового поля изучалась по материалам наземных и скважинных наблюдений при взрывах вблизи источника возбуждения и на удалении от него. Области прослеживания волн-помех и полезного сигнала приведены на рис. 2.

Волновое поле Арагатской впадины характеризуется следующими типами доминирующих волн-помех: 1) регулярные низкоскоростные волны-помехи с $v^* = 0,7-1,1$ км/с, связанные с ВЧР; 2) нерегулярные низкоскоростные волны-помехи с $v^* = 0,25-1,1$ км/с, распространяющиеся в неоднородной толще базальтов; 3) кратнопреломленные волны с $v^* = 1,8-2,2$ км/с, возникающие на границе базальтовой толщи, покрытой сверху озерно-речными образованиями; 4) дифрагированные волны с $v_{эф} = 1,2-1,8$ км/с, преимущественно с отрицательными значениями скоростей, связанные с зонами разломов; 5) частично кратные волны типа $P_{106}, P_{10106}, P_{107}, P_{10107}, P_{607}, P_{608}, P_{10607}, P_{10608}$, возникающие от жестких границ внутри базальтовой толщи.

На частотных характеристиках низкоскоростных волн-помех с $v^* = 0,25-1,1$ км/с имеется один максимум в области 25 Гц, с $v^* = 0,7-1,1$ км/с — 26–30 Гц, т.е. практически максимум амплитудного спектра низкоскоростных волн-помех находится в области 25–30 Гц.

Грузия. **Отраженные волны.** На сейсмограммах отмечаются колебания, образующие довольно протяженные оси синфазности и харак-

теризующиеся достаточной интенсивностью. Годографы этих волн образуют гиперболу. Как известно, такую форму могут иметь отраженные и дифрагированные волны. Разделение их проводилось на основе следующих соображений. В большинстве случаев отраженные волны более протяженные и устойчивые по сравнению с дифрагированными. Минимум годографа отраженных волн находится непосредственно вблизи источника возбуждения. Следовательно, данная группа объединяет докритически отраженные волны. Эти волны отмечаются только в последующих вступлениях. При проведенных исследованиях отраженные волны в большом количестве (до 8–10) и достаточно четко регистрируются в центральной части межгорной впадины Грузии. При этом отмечается достаточно большое время их регистрации (до 18–20 с). К периферийным частям впадины число отражений уменьшается, а на некоторых участках они вообще не регистрируются.

На основе более углубленного анализа имеющихся данных на профиле ГСЗ (Гали–Рустави) было установлено, что из большинства регулярных волн, регистрируемых в области последующих вступлений, основными являются закритические отраженные волны. В наблюдаемом волновом поле преобладают короткие оси синфазности с протяженностью от 1 до 6 км. Данная группа волн соответствует различным границам земной коры и мантии. Особенностью их является заметное изменение интенсивности групп.

Д и ф р а г и р о в а н н ы е в о л н ы. Для дифрагированных волн характерно внезапное появление на определенных участках наблюдений; доминирующие по интенсивности волны прослеживаются на достаточно протяженном расстоянии. По-видимому, для разных случаев строения среды динамические характеристики дифрагированных волн резко отличаются друг от друга и установить какие-либо определенные динамические критерии для их опознавания затруднительно. Кинематические характеристики дифрагированных волн изучены довольно полно: гиперболичность формы годографов на любых удалениях от источника возбуждения, их большая крутизна по сравнению с годографом отраженной волны, расположение минимума годографов дифрагированных волн над одной и той же точкой как для встречных, так и для нагоняющих годографов и т.д. Эти волны отмечаются в большом количестве и регистрируются как в первых, так и в последующих (в большинстве случаев) вступлениях.

Северный Кавказ. О т р а ж е н н ы е в о л н ы. Прослеживаются в последующих вступлениях, годограф их криволинеен, а с удалением от источника возбуждения они постепенно выходят в первые вступления с различными кажущимися скоростями, закономерно сменяя друг друга. Волны от фундамента характеризуются меньшей интенсивностью, чем волны от горизонтов в осадочной толще. Подход отраженных волн к первым вступлениям обуславливает изменения формы записи начальной части сейсмограмм, которые могут быть проинтерпретированы как смена первых волн. Установлено, что волнами, формирующими начальную часть сейсмограмм, могут быть отражения при больших углах падения. Большая интенсивность отраженных волн на значительных удалениях от источника может быть объяснена повышением коэффициентов отражения до 0,3–0,5 при больших углах падения отраженных волн [10].

Привлечение отраженных волн к интерпретации, очевидно, может дать

информацию о внутреннем строении фундамента. Следует, однако, отметить, что количественная интерпретация отраженных волн, образовывавшихся при косом падении лучей на границу, сопряжена с большими трудностями: необходимо с высокой степенью точности знать закон распространения скорости в среде; выделять же эти волны приходится на фоне интенсивных помех. В этих условиях, видимо, можно использовать различные интерференционные системы, которые успешно применяются в методе отраженных волн.

В области совместного существования головной и отраженной волны интенсивность последней выше.

При работах ГСЗ также зафиксирована совместная регистрация преломленных и отраженных волн. Отраженные волны в Западном Предкавказье выделены от промежуточных границ в "гранитном" слое, ниже поверхности докембрийского фундамента. На малых удалениях от ПВ волны от этих границ являются отраженными. За критическим углом они постепенно переходят в головные, причем этот переход сопровождается интерференционными явлениями. В некоторых районах волна от поверхности "базальтового" слоя также почти повсеместно прослеживается в последующих вступлениях на удалениях 30–120 км от источника возбуждения. В начале интервала регистрации до 60–80 км от источника возбуждения эта волна является отраженной, о чем свидетельствует гиперболическая форма годографа с закономерно уменьшающимися кажущимися скоростями нагоняющих ветвей относительно нагоняемых. Затем отраженная волна от поверхности "базальтового" слоя сменяется головной с $v^* = 6,0\text{--}6,8$ км/с с трехфазной записью колебаний и преобладающим видимым периодом 0,08–0,1 с.

Граница М повсеместно характеризуется интенсивными отраженными волнами, легко прослеживаемыми среди всех остальных на удалениях от 60–80 до 180–200 км от источника возбуждения, т.е. в области соответствующего критического угла и за ним. Кажущиеся скорости уменьшаются от 10 до 8 км/с. На удалениях 110–130 км от источника волны $P_{3,0,1}^M$ классифицируются как отраженные от раздела М под критическим углом и вблизи него, на больших удалениях — как отраженные от той же границы.

В о л н ы - п о м е х и. Регулярные волны-помехи характеризуются как малыми — 1,7–2,1 км/с, так и большими — 3,2–3,6 км/с кажущимися скоростями. Многие из них весьма интенсивны, характеризуются многофазной записью (до 5 экстремумов одновременно). Годографы волн-помех практически прямолинейны, волны регистрируются в последующих вступлениях и образуют видимые первые вступления на расстоянии 2,4–4,5 км от источника возбуждения в зависимости от глубины залегания тонкого высокоскоростного пласта. Низкочастотные волны-помехи ($f = 10\text{--}15$ Гц) часто "забивают" отраженные волны, регистрирующиеся в последующих вступлениях. В этом же интервале времен прослеживается обычно еще целый ряд волн с положительными кажущимися скоростями (по данным ВСП), годографы которых параллельны годографам однократно отраженных волн. Эти волны являются кратными, их образование связано с отражением от подошвы ЗМС [12].

Обменные волны типа $PP \dots S$ были зарегистрированы в Западном Предкавказье. На участке, где фундамент представлен породами триаса, эти

волны имеют вид двухфазного колебания простой формы. На записях x -приборов волны $PP \dots S$ являются наиболее интенсивными и практически первыми регистрируются на сейсмограммах. Выделяются они без труда и уверенно коррелируются по профилю. По спектральному составу волны $PP \dots S$ более низкочастотны по сравнению с волнами PPP (видимые периоды соответственно 0,15–0,16 и 0,12–0,13 с), однако в целом запись обменных волн практически не отличается от записи продольных. Поэтому отождествление одноименных фаз волн $PP \dots S$ и PPP не вызывает трудностей.

ГРАНИЧНЫЕ СКОРОСТИ ПО ПОВЕРХНОСТИ РАЗЛИЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Азербайджан. Заданные системы наблюдений оказались наиболее полными для волн $P_2^{\text{оc}}$ и $P_{\text{ф}}^{\text{кo}}$. Поэтому ниже рассматривается распределение граничных скоростей, полученных по этим волнам.

Полученные результаты показывают [11], что значения v_r вдоль поверхностей границ $d^{\text{кo}}$ и $d_2^{\text{оc}}$ изменяются в широких пределах: для $d^{\text{кo}}$ – 5,8–6,8 км/с, для $d_2^{\text{оc}}$ – 5–5,8 км/с.

Проведенные исследования показали, что наблюдаемые различия в граничных скоростях проявляются на сравнительно ограниченных отрезках и связаны в основном с составом пород, слагающих поверхность различных комплексов.

По поверхности консолидированной коры $d^{\text{кo}}$ выделяются четыре области, в пределах которых граничные скорости изменяются в следующих диапазонах, км/с:

I – 5,8–6,0; II – 6,1–6,3; III – 6,4–6,6; IV – 6,7–6,8.

Ориентировочно петрографический состав пород, характеризующий указанными диапазонами изменения граничных скоростей, может быть связан: I – с метаморфизованными, II–III – с аналогами кислых и IV – с аналогами основных или близких к ним пород.

Распределения граничных скоростей по поверхности $d_2^{\text{оc}}$, соответствующей границам контактов меловых и юрских отложений, сгруппированы в следующие три области, км/с:

I – 5–5,3; II – 5,4–5,5; III – 5,6–5,8.

Ориентировочно можно предположить, что область изменения I связана с песчано-глинистыми, II – с карбонатными и III – с вулканогенными породами. Локальные изменения величин граничных скоростей в горизонтальном направлении и соответствие их пластовым скоростям, определенным вблизи поверхности границ $d^{\text{кo}}$, свидетельствуют о том, что породы отдельных комплексов, отображающиеся поведением скоростей и выходящие на поверхность, распространяются и на большие глубины. В плане эти скоростные неоднородности и определяют блоковое строение верхней части земной коры.

Площадная корреляция областей изменения граничных скоростей дает возможность выявлять скоростные неоднородности в горизонтальном направлении. Имеющаяся сеть профилей позволяет определить контуры зоны повышенных значений скорости $v_r = 6,7–6,8$ км/с. Эта зона совпадает с наиболее приподнятой частью поверхности консолидированной коры, а в

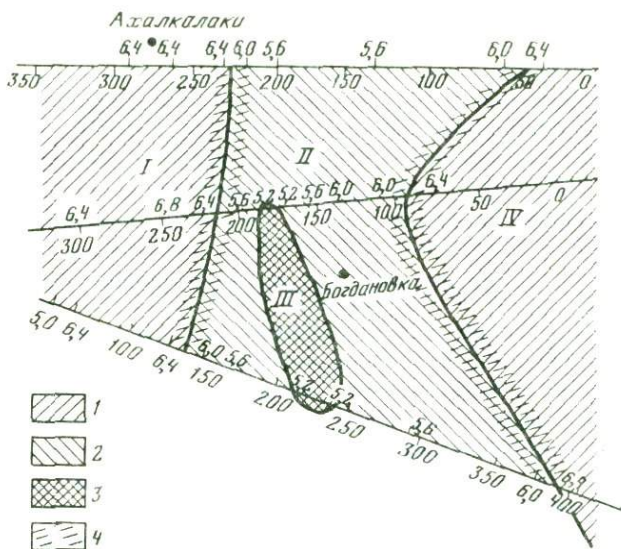


Рис. 3. Распределение граничных скоростей по поверхности консолидированной коры (Ахалкалакское нагорье, Грузия), км/с

1 — 6,4; 2 — 6,0—5,6; 3 — 5,4; 4 — предполагаемый сброс

плане ей соответствует локальный Саатлинский гравитационный максимум, где в настоящее время осуществляется проект бурения 15-километровой скважины.

Армения. Граничные скорости определены в основном по продольному профилю I — II и равны 6,2—6,4 км/с.

Грузия. Как отмечалось выше, наиболее обширный материал имеется по горизонтальной неоднородности поверхности консолидированной коры. Особенно хорошо изучена восточная часть межгорной депрессии Грузии (Картлийская площадь и Кахетия). Для получения более детальных данных о строении консолидированной коры и новой информации о v_T ранее полученные материалы были обработаны способом "интервальных граничных скоростей", который позволяет с более высокой точностью определить v_T и с достаточной надежностью проследить изменение v_T в горизонтальном направлении.

Для отдельных районов Грузии были получены следующие результаты [8]. На Ахалкалакском нагорье на основе обобщения графиков граничных скоростей составлена карта для поверхности консолидированной коры (рис. 3). Выделено несколько зон, различающихся по значениям v_T (табл. 5). Из табл. 5 видно, что на исследуемой территории поверхность консолидированной коры явно неоднородна; это, видимо, оказывает влияние на сейсмичность и имеет важное значение для тектонического районирования.

Аналогичными исследованиями выявлено, что в центральной части Картлийской площади $v_T = 5,6$ —6,6 км/с, а на южной и северной перифериях значения v_T в отдельных местах достигают 7 км/с.

Таблица 5

Пределы изменения граничных скоростей для отдельных зон (Грузия)

Зона	v_r , км/с	Зона	v_r , км/с
I	6,6–7,0	III	5,4–5,8
II	6,2–6,6	IV	5,4

В восточной части Колхидской низменности по сравнению с другими районами территории Грузии значения v_r мало меняются по площади — 5,8–6,2 км/с. Лишь в северо-западной части выделяется участок с повышенными значениями v_r — больше 6,6 км/с.

В Алазанской долине значения v_r меняются в больших пределах — от 5 до 6,5–6,7 км/с, в Прииорском поднятии — от 5,4 до 7,5 км/с.

СКОРОСТНЫЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Использование граничных и пластовых скоростей для характеристики упругих свойств среды позволяет построить ее скоростную модель. Определение граничной скорости возможно лишь для некоторых границ земной коры. Поэтому для полной характеристики свойств среды основное значение имеет распределение пластовых (интервальных) скоростей. Изучение соотношений граничной и пластовой скоростей является одним из ответственных этапов при оценке внутренней сходимости результатов по данным разных классов волн, другими словами — достоверности определения скоростной модели. Экспериментальные данные, полученные в ряде районов (Азербайджан, Грузия), показывают, что в большинстве случаев скорость $v_{пл}$ равна или близка к скорости v_r верхней границы пласта.

Азербайджан. Анализ построенных скоростных моделей показывает, что структура земной коры расчленяется на скоростные блоки, сменяющиеся как с глубиной, так и вдоль профиля. Изменение значений скоростей происходит по ступенчатому закону с тенденцией к возрастанию скорости

Таблица 6

Пределы изменения пластовых (интервальных) скоростей в разрезе восточного Предкавказья

Возраст пород	Литология пород	$v_{пл}$, км/с
Четвертичный, неогеновый	Песчано-глинистые	1,5–3,5
Палеогеновый	''	2,5–5,0
Верхнемеловой	Карбонатные	3,5–6,3
Нижнемеловой	Песчано-глинистые	3,0–4,5
Нижнемеловой – верхнеюрский	Карбонатные	3,5–5,7
Средне-нижнеюрский	Песчано-глинистые	3,8–5,5
Триасовый	Глинисто-алевролитовые	3,7–5,0
''	Карбонатные	4,8–5,7

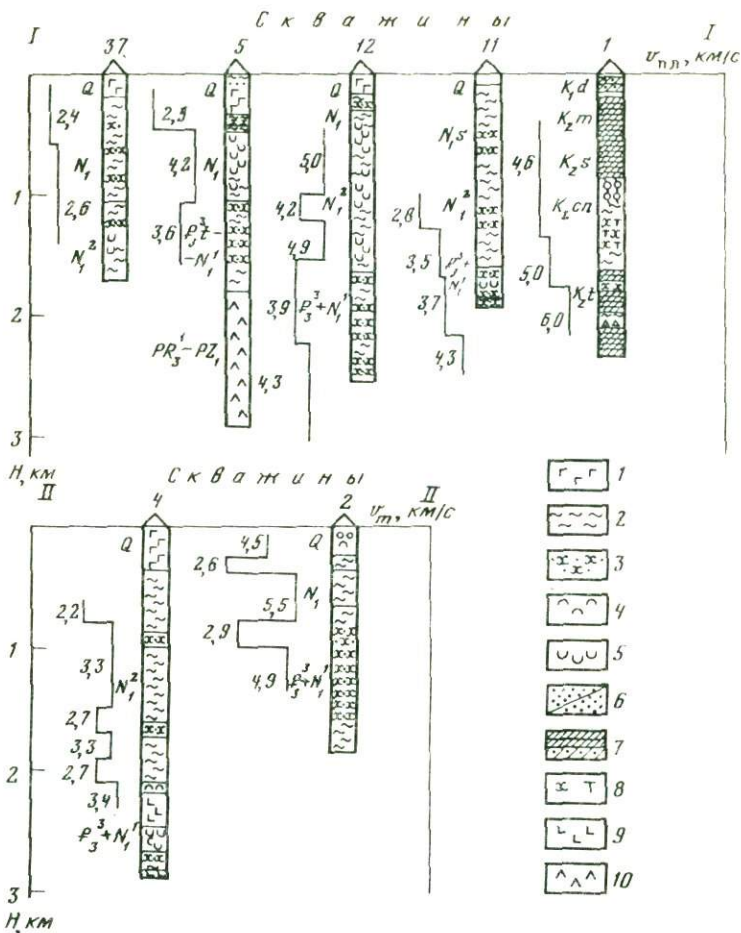


Рис. 4. Скоростные модели по опорным профилям (Армения)

1 — базальт; 2 — глина; 3 — песчаник; 4 — гипс; 5 — соль; 6 — песок крупнозернистый и мелкозернистый; 7 — известняк песчанистый; 8 — туфопесчаник; 9 — интрузия; 10 — порфириты

при увеличении глубины. На этом фоне выделяются также зоны инверсии скоростей, локальные блоки с пониженными и повышенными скоростями. Толщина скоростных блоков — от 2 до 17 км. Таким образом, по данным скоростных моделей выявляется более сложная картина строения консолидированной и осадочной частей земной коры. В наибольшей степени эта сложность обусловлена особенностями блоковой структуры. Выделяемые преломляющие горизонты, по существу, осредняют поверхность комплексов с определенным скоростным составом. Степень устойчивости или выдержанности комплексов, определяемых по их мощности, находится в прямой зависимости от геологических условий. Скоростной диапазон для мезозойского комплекса принят 5–5,8 км/с, а для пород фундамента

с кислым составом — 6–6,5 км/с. Такое подразделение дает возможность определить по скоростным моделям полей отраженных волн положение границ d_2^{0c} и d^{K_0} , совпадающее также с данными по преломленным волнам.

Армения. Скоростные модели по опорным профилям I–I и II–II, характеризующие разрез верхней части земной коры, приведены на рис. 4.

Грузия. По методике, разработанной М.М. Раджабовым, была переинтерпретирована западная часть профиля ГСЗ Черное море — Каспийское море и построена скоростная модель литосферы межгорной депрессии Грузии [3, 17].

Скоростные разрезы построены до глубины 60–80 км. Из рассмотрения модели видно, что консолидированная кора как в Куринской, так и в Рионской депрессии сложена многими слоями, которые различаются между собой пластовыми скоростями (рис. 5). Как видно, от поверхности консолидированной коры до глубин 32–38 км скорость продольных сейсмических волн увеличивается от 5,6 до 7,5 км/с, а затем до раздела М отмечается уменьшение скорости с 7,5 до 6,3 км/с, т. е. выделяется слой с пониженной скоростью. Раздел М отчетливо прослеживается на всем протяжении профиля. Глубина его залегания 42–46 км. Определить мощность слоя в верхней части мантии не удалось, но до глубин 70–80 км существование его не вызывает сомнения. Пластовая скорость слоя от 8,3 до 9 км/с. Отметим, что слой с пониженной скоростью над разделом М выявлен и установлен для территории Кавказа впервые.

Северный Кавказ. При сопоставлении пластовых скоростей осадочного чехла Предкавказья с граничными обращает на себя внимание их резкое различие. Осадочному чехлу соответствуют низкие пластовые скорости, характерные для терригенного разреза: 1,8–3,5 км/с — неоген; 2,5–4 км/с — палеоген; 3–4,5 км/с — нижний мел; 3,8–5,5 км/с — средняя и нижняя юра; 3,7–5 км/с — триас и отдельные интервалы повышенных значений пластовых скоростей: 3,5–6,3 км/с — верхний мел; 3,5–5,7 км/с — нижний мел, верхняя юра; 4,8–5,7 км/с — триас, соответствующие прослоям карбонатных отложений. Подстилающая осадочный чехол толща характеризуется в целом высокими значениями граничных скоростей — 4,2–6,3 км/с. Низкие частоты и слабое затухание волн свидетельствуют о резком различии их физических свойств и значительной консолидации верхней части земной коры Предкавказья [11].

Большие диапазоны разброса значений пластовых и граничных скоростей для различных районов Предкавказья (табл. 6, см. табл. 1), расположенных в пределах как Восточно-Европейской платформы, так и Скифской плиты с палеозойским или триасовым основанием осадочного чехла, не позволили на данном этапе составить скоростные модели земной коры для Северного Кавказа. Представление о скоростных особенностях разреза можно получить из рассмотрения табл. 6 и рис. 6, которые иллюстрируют характер изменения интервальной (пластовой) скорости в разрезе.

Более полные сведения о внутренней структуре консолидированной коры получены при обработке отраженных волн, выделяемых на сейсмограммах КМПВ. Рассчитанные по годографам отраженных волн, среднепластовые значения в интервале глубин от поверхности фундамента до верхней отражающей границы в земной коре (поверхность "базальтового" слоя) сохраняют постоянное значение вдоль профиля, равное 6,3 км/с.

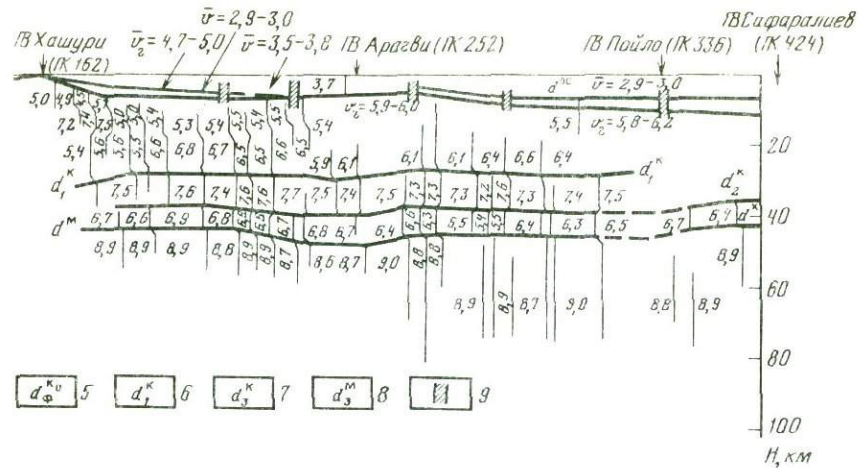
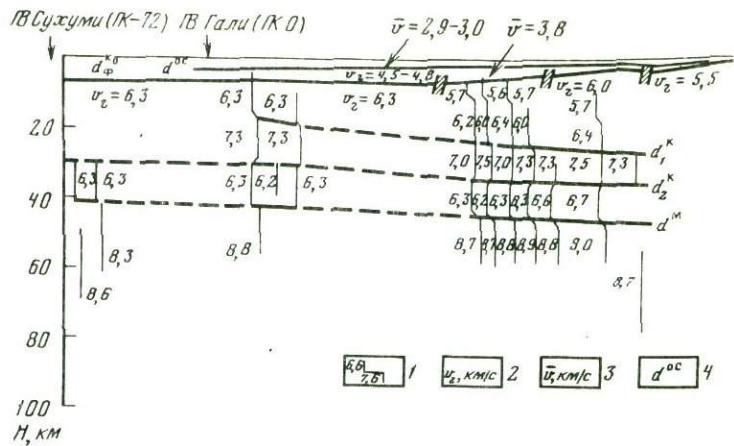


Рис. 5. Скоростная модель литосферы межгорной депрессии Грузии
 1-3 – скорости, км/с: 1 – пластовые (интервальные), 2 – граничные, 3 – средние;
 4 – поверхность мезозоя; 5 – поверхность фундамента; 6-7 – кровли скоростных уровней, км/с: 6 – $v_{пл} = 7,0-7,5$, 7 – $v_{пл} = 6,3-6,7$; 8 – поверхность М; 9 – разломы

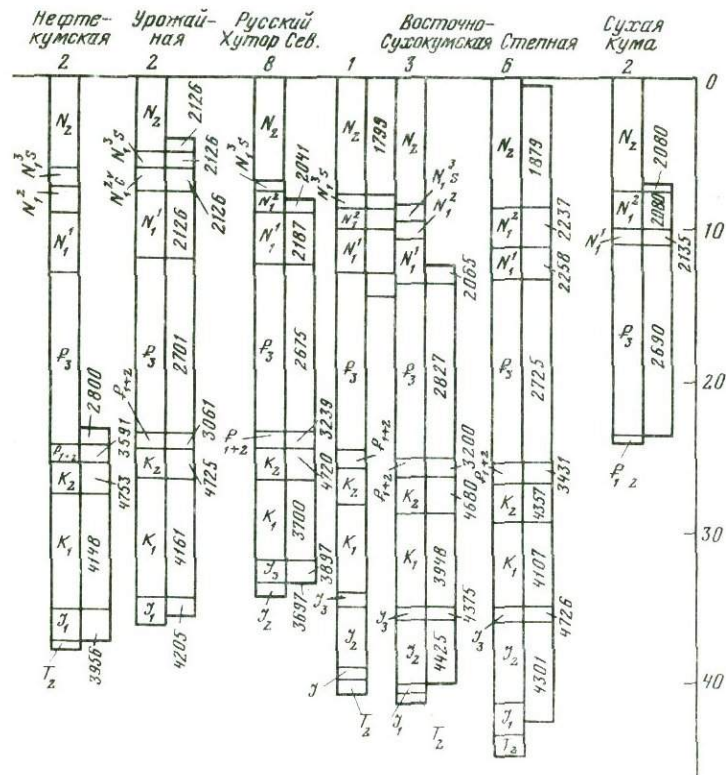
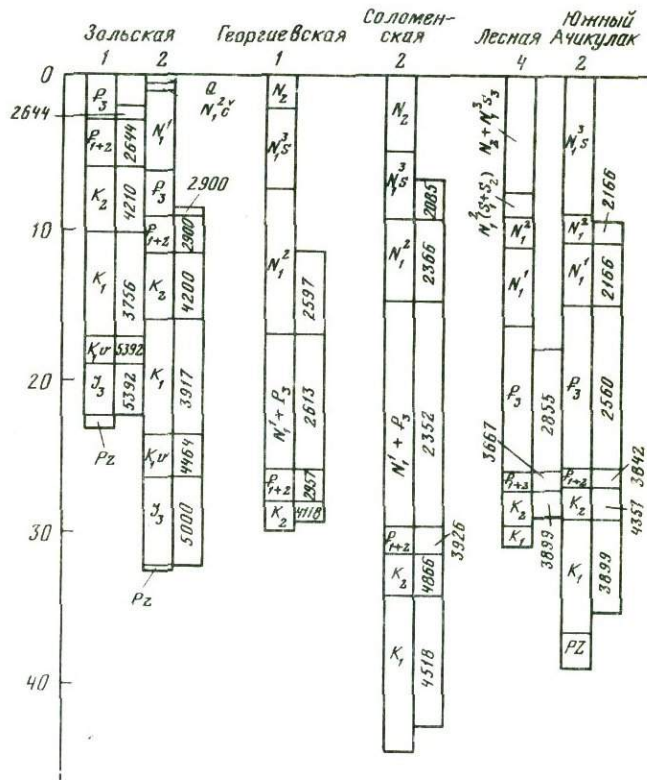


Рис. 6. Скоростные колонки по линии Зольская–Сухая Кума. Даны значения интервальной скорости, км/с

СТРУКТУРНАЯ КАРТА (СХЕМА) ПО ПОВЕРХНОСТИ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ

Устойчивость прослеживания поверхности консолидированной коры, совпадающей с кровлей поверхности разновозрастного фундамента, методами КМПВ и ГСЗ дает возможность построить карту в изолиниях. Подобные карты, как известно, имеют огромное практическое значение как для общей геологической характеристики региона, так и для оценки перспектив его нефтегазоносности. В связи с этим карты рельефа фундамента постоянно пересоставляются и уточняются по мере получения новых данных.

Сейсмических данных КМПВ и ГСЗ недостаточно для построения структурной карты по поверхности фундамента для всей территории Кавказа и прилегающих частей акваторий Черного и Каспийского морей. Поэтому при выполнении этой работы привлекались результаты и других геолого-геофизических методов, в частности, метода обменных волн от землетрясений МОВЗ. По опорным сейсмическим данным с экстраполяцией их на основе карты аномалий гравитационного поля и по результатам геологической съемки построены схемы рельефа фундамента для отдельных участков территории Кавказа (рис. 7, см. вкл.).

Азербайджан. Основу схемы в изолиниях составляет преломляющий горизонт d^{K^0} , соответствующий поверхности консолидированной коры, под которой подразумевается поверхность доальпийского фундамента, характеризуемого высокими граничными скоростями 5,9–6,8 км/с. Эта поверхность сложена метаморфическими и магматическими породами. Возраст их разный на различных участках – вероятно, от докембрийского до верхнепалеозойского. Есть основания полагать, что различия в граничных скоростях по поверхности консолидированной коры связаны не с возрастом, а с составом и физическим состоянием пород, слагающих эту поверхность.

На структурной схеме четко выделяется региональная зона поднятий северо-западного–юго-восточного простирания. В пределах этой зоны обособляются два поднятия – Мюсюлинское и Саатлинское. Мощность вулканогенно-осадочной толщи в наиболее приподнятой части Саатлинского поднятия 6 км. Вдоль его присводовой части проходит зона нарушения с амплитудой около 2 км, в результате чего северо-восточное крыло приподнято по отношению к юго-западному. К юго-западу от Саатлинского поднятия расположено Имишлы-Пушкинское поднятие, где глубина поверхности консолидированной коры уменьшается до 2 км. В самой южной части площади исследования намечается еще одно поднятие, которое отделяется от Имишлы-Пушкинского небольшой седловиной. К востоку и северо-западу от Саатлинского поднятия происходит погружение поверхности консолидированной коры. К северо-западу оно более крутое, с углами падения до 30° и глубиной до 20 км. Здесь отмечается зона нарушения с амплитудой около 3 км, обуславливающая ступенчатый характер строения. На фоне этого погружения в северной части площади вырисовывается структурный выступ Гаджушандинский, имеющий почти широтное направление. В Западной части площади выделяется широкий Евлах-Агдабединский прогиб северо-западного–юго-восточного направления, который переходит в узкий залив почти широтного направления. Глубина

залегания границы d^{K^0} здесь порядка 15 км. Западная часть Евлах-Агджабединского прогиба осложнена зоной нарушения с возможной амплитудой около 5 км, в результате чего восточная часть прогиба опущена.

Строение северо-западной части площади представлено на основе данных двух профилей и потому рассматривается как возможный вариант. Здесь отмечается Дальмамедлинское поднятие с глубиной залегания d^{K^0} до -5 км.

В пределах рассматриваемой площади глубины до поверхности консолидированной коры ниже уровня моря меняются от -2, -9 в зонах поднятий до -10, -25 км в областях прогибов. В юго-восточной части Малого Кавказа имеются также участки залегания фундамента выше уровня моря. Основные прогибы фундамента и соответственно наибольшие мощности осадочных и осадочно-вулканогенных образований приурочены к Куринской и Южно-Каспийской впадинам, а также к Кусаро-Дивичинской мульде. В пределах этих прогибов мощности указанных образований достигают соответственно -15, -25 и -9 км. Наименьшие глубины до фундамента отмечаются в осевых зонах горных областей, а в современных депрессиях они приурочены к крупным положительным аномалиям силы тяжести. Так, в юго-восточной части Большого Кавказа поверхность фундамента отмечается на глубине -9 км, на отдельных участках Малого Кавказа — от 0 до -2 км, в пределах Талыш-Вандамского максимума силы тяжести — от -7 до -9 км в его центральной части и от -2 до -4 км в южной. В Южно-Каспийской впадине максимальный прогиб фундамента (-25 км) фиксируется к юго-востоку от Апшеронского полуострова. В Средне-каспийской впадине значительный прогиб фундамента (-15 км) отмечается в ее южной части.

Среди поднятий фундамента особый интерес представляет Саатлинское, находящееся в осевой зоне Талыш-Вандамского гравитационного максимума и характеризующееся повышенными граничными скоростями 6,7–6,8 км/с; в настоящее время там осуществляется сверхглубокое бурение.

Армения. Схема поверхности фундамента построена по данным наблюдений обменных волн от землетрясений с помощью станции "Земля" [14]. В пределах территории Армении прослеживается система разломов кавказского и антикавказского направлений. Наиболее крупными зонами тектонических нарушений являются два структурно-тектонических шва: Севано-Акеринский и Ереванский. Первый из них контролирует Присеванский офиолитовый пояс, второй — Вединский. Структурно-тектонические швы представляют собой систему глубинных разломов, длительно развивающихся, которые иногда продолжают один за другим, иногда располагаются кулисообразно, но в общей сложности создают единую зону нарушений, которая тянется на многие десятки километров. Эти структурно-тектонические швы делят территорию Армении на три основные тектонические зоны: Сомхето-Кафанскую антиклиниорную, Армянскую складчатую и Приараксинскую синклиниорную. Эти зоны отличаются друг от друга геологическим строением и историей геологического развития. В пределах каждой из этих зон фундамент разбит на ряд блоков; всего на исследованной территории их выделено 28. Блоки с повышенным залеганием поверхности фундамента образуют структуры типа горстов, с пониженным — типа грабенов.

В пределах Сомхето-Кафанской зоны исследованы пять структур: Локский и Красносельский выступы, Иджеванская, Сеидлярская и Чаректарская впадины. Глубина погружения фундамента 0–6 км.

В пределах Армянской складчатой зоны в региональном плане выделяется несколько подзон с погруженным и приподнятым положением фундамента. Первая погруженная зона, совпадающая с Севано-Ширакской (Севано-Акеринской) тектонической зоной, включает в себя следующие впадины: Ленинанканскую, Спитакскую, Туманянскую, Дилижанскую, Присеванскую и Мазринскую. С севера эта подзона ограничена Севано-Акеринским тектоническим швом. Глубина залегания фундамента – от 3 до 8 км. Наиболее погруженная впадина Ленинанканская. Впадины, кроме Ленинанканской, близки между собой по размерам, форме и истории геологического развития. Все они испытали погружение в мелу и палеогене и поднятие в конце палеогена. Особое место занимает Ленинанканская впадина, которая по генезису является более молодым блоком (неоген-четвертичного возраста), – в ее пределах вскрыты отложения неогена (скв. 35–Ленинанкан).

В пределах Приараксинской синклинойной тектонической зоны отчетливо выделяются выступы и впадины кавказского простираия: Газагюхский и Урсский выступы, Арташатская впадина, Кармрашенское поднятие, Маркаринское поднятие, Лукашинский прогиб. Глубина залегания фундамента от 0,3 до –6 км.

Грузия. Из рассмотрения схемы поверхности консолидированной коры, построенной на основе комплексных геолого-геофизических данных [6, 7], видно, что наибольшее погружение до –12, –14 км имеет место в пределах южной Кахетии. На Карглийской площади поверхность консолидированной коры с запада (Дзирульский массив) на восток (Мухранская долина) погружается от 0 до –7 км. В Колхидской впадине максимальное погружение порядка –9 км отмечается на побережье Черного моря. В Ахалкалакском нагорье максимальная глубина залегания поверхности консолидированной коры не превышает –3,5 км.

Северный Кавказ. Структурная схема поверхности фундамента для территории Северного Кавказа построена с использованием геолого-геофизических данных. Достоверность карты крайне неравнозначна. Хуже всего изучены центральные части крупных прогибов (Западно-Кубанского, Терско-Кумского, Прикаспийского и Черноморского), а также районы альпийской складчатости. Поэтому для разных районов ошибки в проведении изогипс могут составлять от $\pm 0,5$ до нескольких километров.

Рассматривая фундамент Предкавказья в целом, ряд исследователей предполагают, помимо геосинклинальных структурных элементов субширотной зональности, наличие Транскавказского поперечного поднятия, в состав которого входят Сальский выступ, Ставропольский свод, Северо-Кавказский краевой массив, горст–антиклинорий Главного хребта и др. Возможно, что формирование указанного поднятия связано с прогибанием впадин Каспийского, Азовского и Черного морей, что определило его субмеридиональную глыбовую зональность.

СТРУКТУРНАЯ СХЕМА ПО ПОВЕРХНОСТИ М

Структурная схема по поверхности М в виде схемы изоглубин, составленной преимущественно на основе интерпретации данных ГСЗ и МОВЗ, приведена на рис. 8 (см. вкл.). Из рис. 8 следует, что в пределах всей территории Кавказа строение земной коры характеризуется явно выраженной неоднородностью. Толщина земной коры изменяется от 35 до 55 км. Глубины до поверхности М уменьшаются по направлению к краевым частям эпигерцинской платформы и имеют тенденцию к увеличению под складчатыми сооружениями Большого и Малого Кавказа. Максимальные мощности земной коры, отмечаемые под этими сооружениями, согласуются с местоположением мегантиклинорий. Четко выраженные "корни" прослеживаются до глубин 54–55 км и более.

По рельефу поверхности М в крупном плане выделяются зоны прогибов, разделенные зонами поднятий. Первые характеризуются относительно повышенной мощностью земной коры. К ним относятся зоны: Большекавказская (I), Центральнo-Кавказская (II) и Малокавказская (III). Они разделены зонами относительных поднятий — Гурджаани-Северо-Апшеронской (1) и Рустави-Южно-Каспийской (2).

Между элементами рельефа поверхности М и наиболее крупными элементами гравитационного поля в редукции Буге устанавливается общее соответствие. Так, центральным частям гравитационных минимумов Большого и Малого Кавказа соответствуют наибольшие мощности земной коры. Полученные данные о структуре поверхности М показывают, что выделяемые по ее рельефу крупные элементы имеют общекавказское региональное направление и связаны, таким образом, единым структурным планом. Однако этих данных совершенно недостаточно для выявления отличительных особенностей каждого элемента в отдельности и, в частности, для выделения в пределах всего региона структур антикавказского направления, близких по простиранию к структурам Турции, хотя некоторая тенденция к их выделению намечается в пределах Малого Кавказа. С позиций тектоники плит можно предположить, что формирование Малого Кавказа — под большим влиянием тектонического режима Афро-Аравийской плиты — должно было происходить в иных условиях, чем формирование Большого Кавказа. В связи с этим можно полагать, что Малый Кавказ может явиться северной граничной зоной Афро-Аравийской плиты. Однако обоснованный ответ на этот вопрос можно будет получить после изучения характера неоднородностей верхней части толщи Большого и Малого Кавказа. Поэтому необходимо возобновить и поставить более детальные площадные работы методом ГСЗ с охватом смежных районов Ирана и Турции. Для отдельных участков рассматриваемой территории особенности изменения толщи земной коры выражаются следующим образом.

А з е р б а й д ж а н. Мощность земной коры изменяется примерно от 35–40 до 50 км.

А р м е н и я. Поверхность М, построенная по данным МОВЗ, характеризуется довольно сложным рельефом; глубина ее залегания от 36 до 54 км.

Г р у з и я. Области современных мегантиклинорий Большого и Мало-

го Кавказа характеризуются повышенной мощностью земной коры. В пределах межгорного прогиба она относительно сокращена. Отмечается тесная корреляционная связь между поверхностью консолидированной коры и поверхностью М. Там, где поверхность консолидированной коры приподнята, мощность коры увеличивается, и наоборот. В Торифонской долине, где глубина залегания консолидированной коры не превышает 2–4 км, мощность земной коры составляет 48–50 км. В Южной Кахетии максимальная мощность осадочного комплекса достигает 12–14 км, а толщина земной коры составляет 40–42 км. На некоторых участках Большого Кавказа мощность осадочного комплекса равна нулю, а толщина земной коры достигает максимального значения 50–52 км. Аналогичные примеры можно привести и по другим участкам Кавказа.

Северный Кавказ. Как указывалось, максимальные мощности земной коры отмечены на Большом Кавказе, минимальные — в центральных частях Черноморской и Прикаспийской впадин. Предполагается, что уменьшение мощности коры в этих районах происходит за счет либо отсутствия "гранитного" слоя, либо сокращения его мощности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геофизические исследования и тектоника юга европейской части СССР/И.А. Гаркаленко, М.Р. Пустыльников, В.И. Славин и др. Киев: Наук. думка, 1969. 200 с.
2. Глубинное геологическое строение межгорной депрессии восточной Грузии по сейсмическим данным/Г.К. Твалтвадзе, М.С. Иоселиани, Р.К. Махарадзе и др. Тбилиси: Мецниереба, 1973. 171 с.
3. Диасамидзе Ш.П., Иоселиани М.С., Раджабов М.М. Сейсмическая модель земной коры в Кольхидской низменности. — Сообщ. АН ГССР, 1980, № 1, с. 77–80.
4. Егоркина Г.В. Структура земной коры и верхней мантии Малого Кавказа (Армения) по данным обменных волн. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978, с. 199–205.
5. Иоселиани М.С. Строение осадочного комплекса и кристаллического фундамента территории Грузии по геофизическим данным. Тбилиси: Мецниереба, 1969. 236 с.
6. Иоселиани М.С. Глубинные разломы территории Грузии по геофизическим данным. — В кн.: Сейсмический бюллетень Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1979, с. 223–236.
7. Иоселиани М.С., Бугианишвили В.С., Папавадзе Б.В. и др. К вопросу изучения горизонтальной неоднородности поверхности кристаллического фундамента на некоторых участках территории Грузии по данным КМПВ. — Тр. ИГ АН ГССР, 1980, т. 16, с. 59–67.
8. Иоселиани М.С., Намгалури Н.И., Хведелидзе Н.С. и др. Строение земной коры Грузии по геофизическим данным. — Тр. ИГ АН ГССР, 1977, т. 39, с. 173–186.
9. Куценко Э.Я. Об учете горизонтального изменения средней скорости при сейсмо-разведке КМПВ в Северо-Западном Предкавказье. — Нефтегаз. геология и геофизика, 1970, № 3, с. 26–28.
10. Куценко Э.Я. Особенности интерпретации отраженных волн при косом падении. — Развед. геофизика, 1974, № 63, с. 21–28.
11. Матусевич Ю.Ф., Куценко Э.Я., Квинт Г.А. и др. Возможности частотной селекции волн при региональных работах КМПВ в Северо-Западном Предкавказье. — Нефтегаз. геология и геофизика, 1973, № 3, с. 18–21.
12. Музыка И.М., Куценко Э.Я. Изучение по материалам ВСП доминирующих двукратных волн в некоторых слоистых средах. — В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. М., 1976, вып. 16, с. 131–140.
13. Озерская М.Л., Семенова С.Г. Распределение плотности и пластовой скорости отложений осадочного чехла нефтегазоносных территорий юга СССР. М.: НИЭМС, 1978. 52 с.
14. Раджабов М.М. Граничные скорости в консолидированной коре Куринской впа-

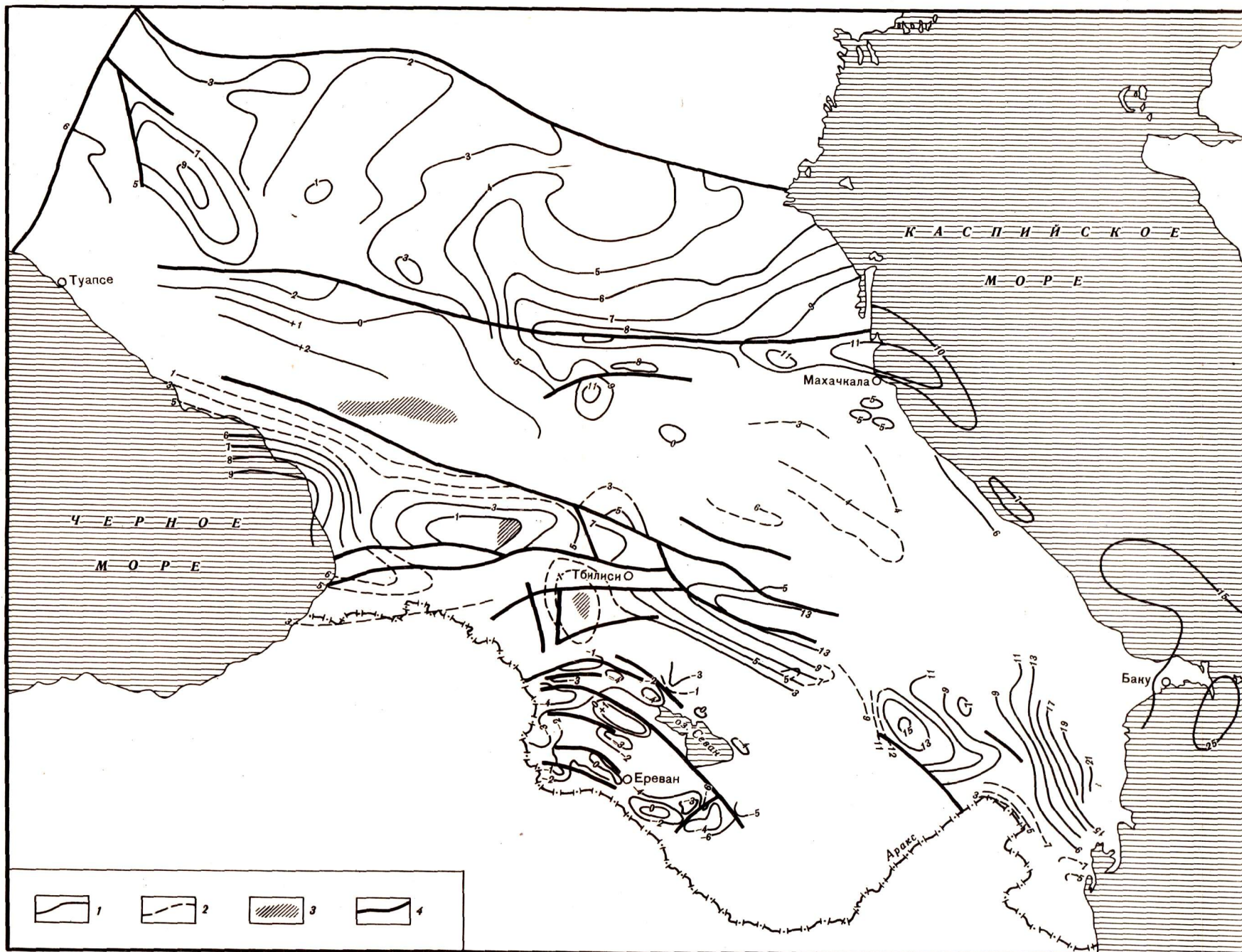


Рис. 7. Структурная схема поверхности фундамента

1-2 - изогипсы поверхности фундамента, м: 1 - достоверные, 2 - предполагаемые; 3 - выходы фундамента на земную поверхность; 4 - разломы

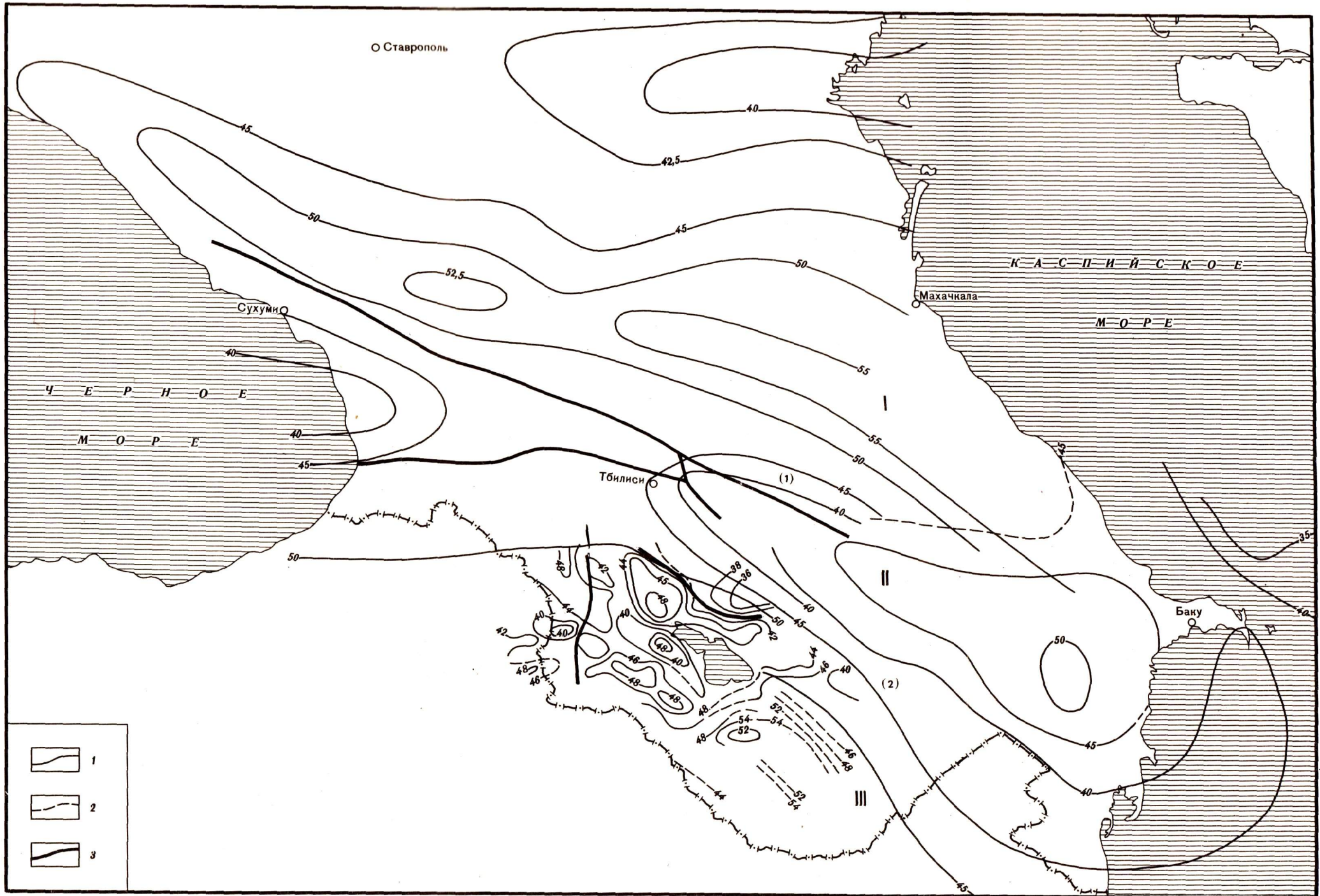


Рис. 8. Структурная схема по границе М

1-2 - изогипсы поверхности М, м: 1 - достоверные, 2 - предполагаемые; 3 - разломы. Прогобы: I - Большекавказский, II - Центрально-Кавказский, III - Малокавказский. Поднятия: 1 - Гурджаани-Северо-Апшеронское; 2 - Рустави-Южно-Каспийское

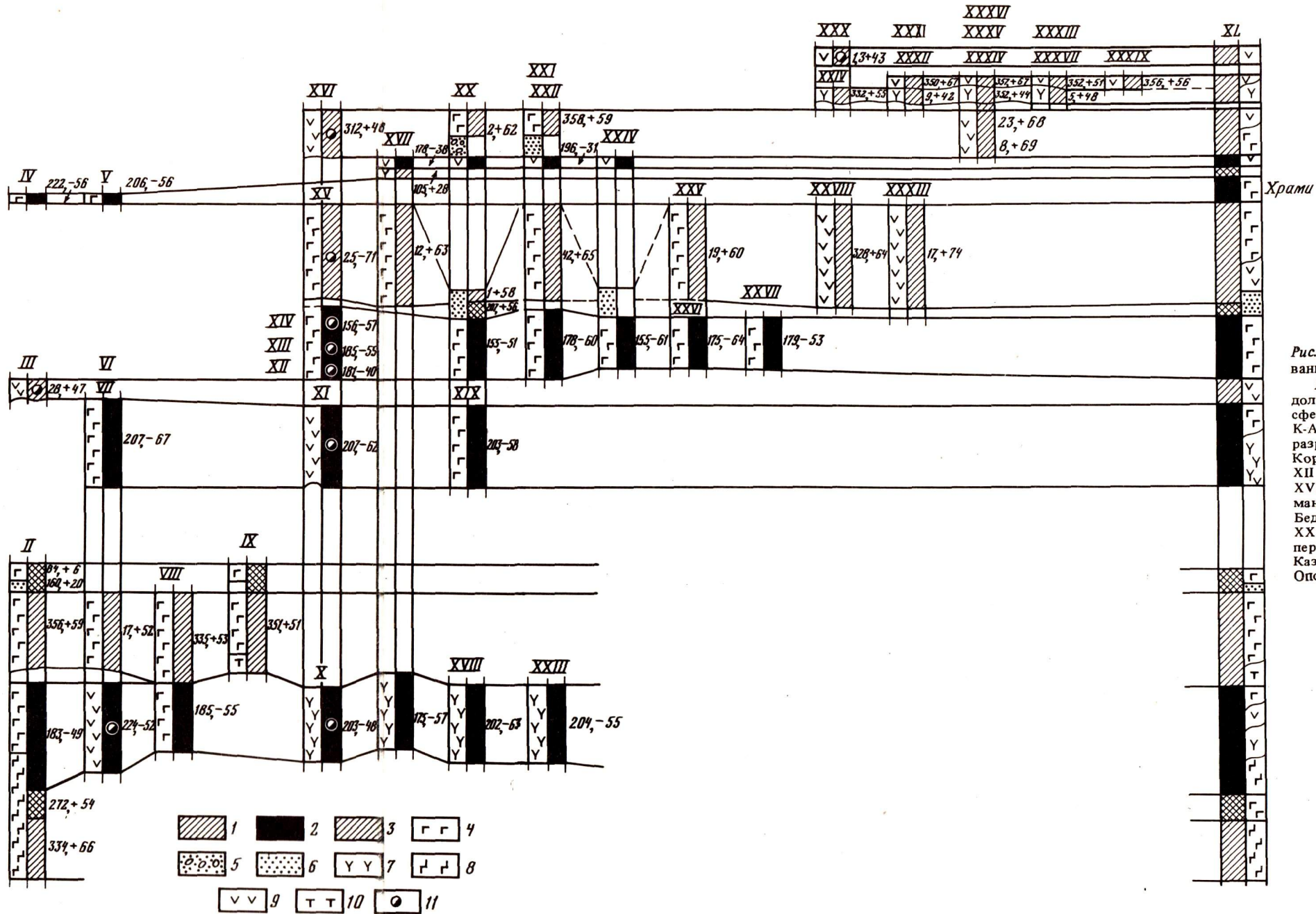
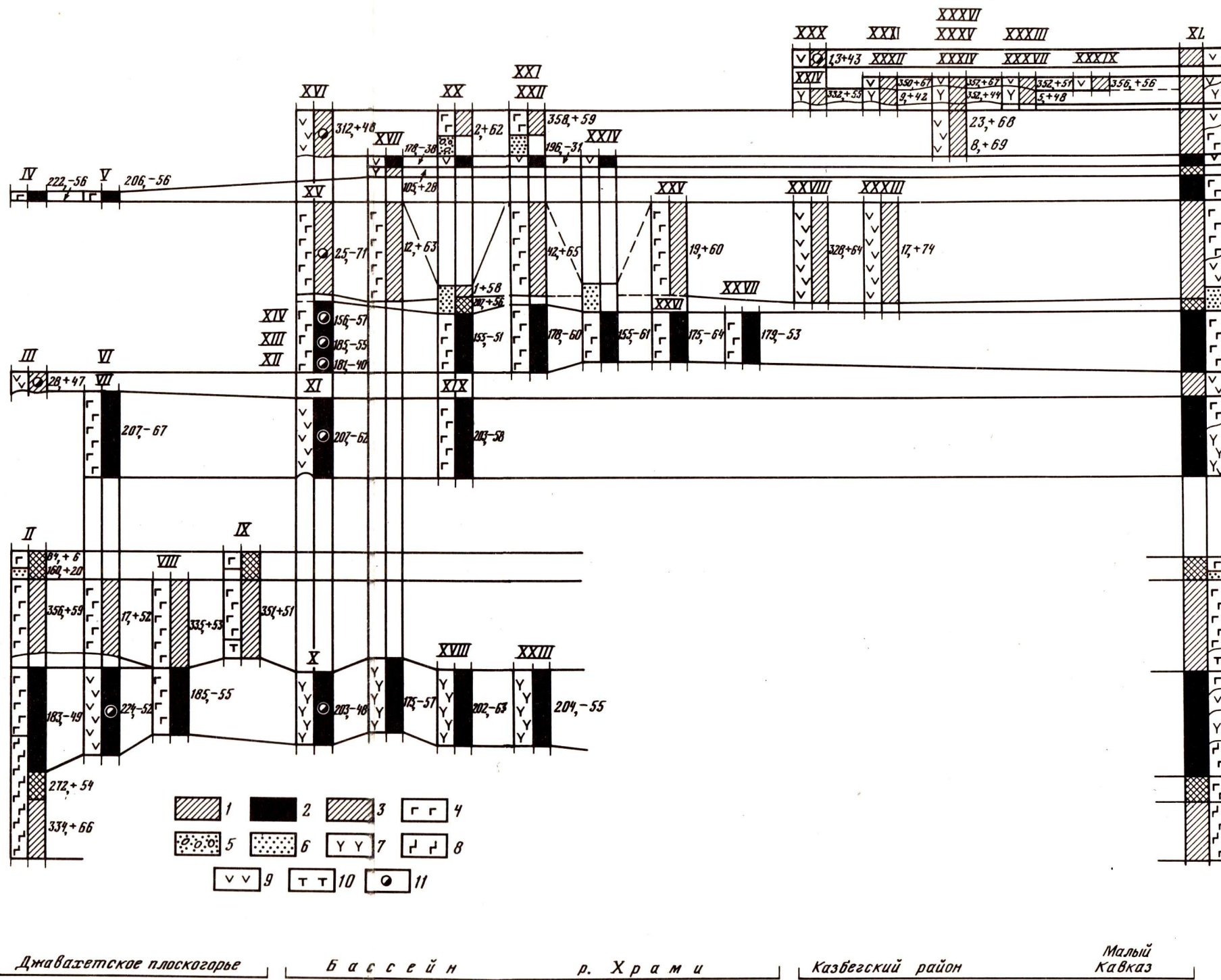


Рис. 5. Палеомагнитная корреляция и стратиграфия плиоцен-плейстоценовых образований Грузии

1-3 - геомагнитная полярность: 1 - прямая, 2 - обратная, 3 - аномальная; 4 - долериты; 5 - конгломераты; 6 - озерные отложения; 7 - андезито-базальты; 8 - сферические базальты; 9 - андезиты; 10 - туфы; 11 - породы, датированные по К-Аг; значения у разрезов справа - древнее склонение и наклонение. Палеомагнитные разрезы: I - Токи, II - Дилиска, III - Кумурдо, IV - Аспиндза, V - Хертвиси, VI - Корхи, VII - Сатхе, VIII - Аппна, IX - Ахалкалаки, X - Триалети, XI - Дашбаши, XII - Каклиани, XIII - Дисвели, XIV - Гомарети, XV - Дманиси, XVI - Авранло, XVII - Сарписгеле, XVIII - Цалка, XIX - Самшвилде, XX - Зуртакети, XXI - Орозмани, XXII - Арахло, XXIII - Швидсаждара, XXIV - Аха, XXV - Машавера, XXVI - Бедени, XXVII - Авранло, XXVIII - Мнадони, XXIX - Млета, XXX - Ткаршети, XXXI - Чхери, XXXII - Гудаури, XXXIII - Окрокана, XXXIV - Бидара, Крестовый перевал, XXXV - Кумлисихе, XXXVI - Девдораки, XXXVII - Квешети, XXXVIII - Казбеги, XXXIX - Бакуриани, XL - сводная палеомагнитная шкала
Опорная палеомагнитно-стратиграфическая шкала мезозоя-кайнозоя Армянской ССР



- дины. — В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М.: Наука, 1975, с. 103–108.
15. Раджабов М.М. О границе "базальтового" слоя. — Изв. АН АЗССР. Сер. наук о Земле, 1976, № 1, с. 92–101.
16. Раджабов М.М. Построение скоростной модели земной коры на примере Куринской впадины. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 7, с. 115–120.
17. Раджабов М.М., Бабазаде О.Б. Об отраженно-дифрагированных волнах, регистрируемых при глубинном сейсмическом зондировании земной коры. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 3, с. 83–90.

УДК 550.83.015+551.24

Г.А. Ахмедов, В.И. Куликов, К.М. Керимов

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

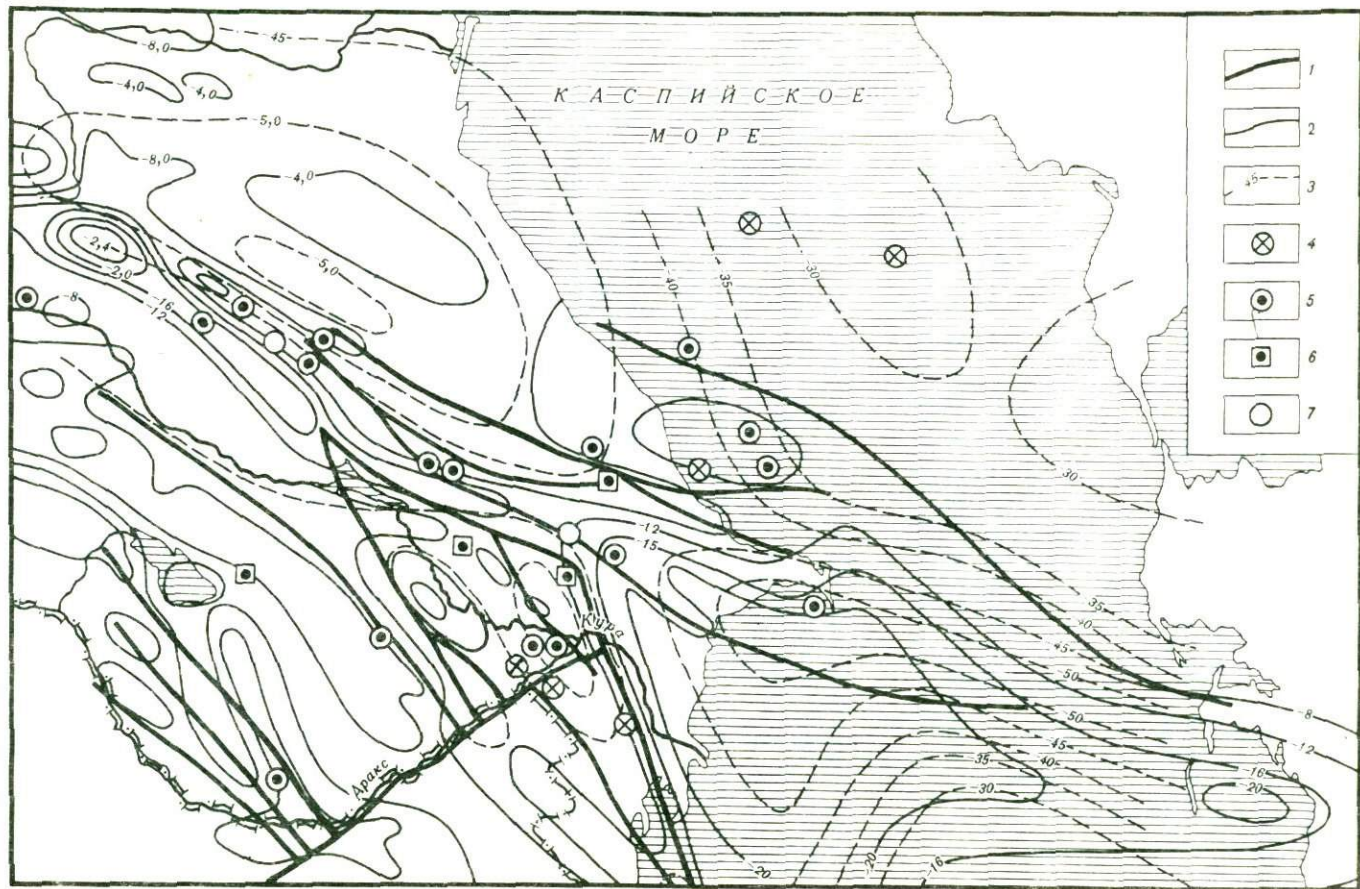
При изучении Юго-Восточного Кавказа применялись многие виды геофизических исследований [1, 3, 4, 6]. Наибольшее значение имели методы ГСЗ, КМПВ, гравиметрии и магниторазведки, а также использование полей сейсмичности. Составленные структурные карты и карты аномалий позволили осветить строение консолидированной части земной коры и ее осадочного покрова и выяснить достоверность их отображения на геофизических полях, определив их взаимную связь.

Необходимо отметить, что, хотя изучению геофизической модели земной коры и верхней мантии посвящено значительное число работ [1, 3, 4, 6, 10, 11], многие вопросы этой важнейшей проблемы по Восточному Кавказу и по сей день еще не получили своего полноценного разрешения и, по существу, дискуссия по ним продолжается. В связи с этим рассмотрим результаты комплексной интерпретации материалов геофизических исследований, накопленных за многие годы, с привлечением новейших данных глубокого и сверхглубокого бурения как по Куринской впадине, так и по смежным с нею территориям.

Сразу же отметим, что хотя большинство исследователей Кавказа в целом принимают трехслойную модель земной коры, однако же, как следует из литературных источников, они зачастую достаточно резко расходятся в оценке структурно-морфологических характеристик и глубин залегания основных границ раздела коры.

Серьезные расхождения во мнениях исследователей отмечены в оценке возраста кристаллического фундамента, который многими авторами весьма условно называется доюрским [2, 4]. Весьма сложен и вопрос о распределении на нем отложений нижней части осадочного чехла и прежде всего мезозойского комплекса. Что касается поверхности юры, то на этот счет имеются смутные представления. Основная причина этого в различных подходах к расшифровке значений граничных скоростей распространения продольных сейсмических волн ГСЗ и КМПВ [4, 5, 7, 10, 13, 14].

Для примера возьмем два крайних структурных элемента Куринской впадины — Евлах-Агджабадинский и Нижнекуринский прогибы. В более



ранние годы максимальная глубина залегания поверхности консолидированной коры здесь определялась в 14–15 км [3, 6], что же касается мезозоя, то глубина его поверхности оценивалась по-разному [4, 7].


В настоящее время для определения сейсмических характеристик по крайней мере двух из трех основных границ раздела коры (кристаллического фундамента и поверхности М), мнения исследователей оказались сравнительно сближенными. В силу этого более похожими стали также и соответствующие схематические карты изоглубин поверхности кристаллического фундамента и подошвы коры, составленные различными исследователями (рис. 1). Имеющиеся при этом расхождения обусловлены главным образом разным подходом к проблеме. Во-первых, это касается положительного или отрицательного отношения к признанию блокового строения значительной части коры, а во-вторых, определения пространственных положений границ на тех участках региона, где нет соответствующих данных по сейсмическим исследованиям. Весьма важен вопрос о наличии в разрезе консолидированной коры границы К, разделяющей "гранитный" и "базальтовый" слои. С новых позиций эта граница для Восточного Закавказья рассмотрена в работах М.М. Раджабова [13].

Решение всех этих задач на современном этапе исследования Кавказа насущно необходимо для выделения наиболее актуальных вопросов строения коры в пределах Юго-Восточного Кавказа и исторического пути ее эволюции.

В результате обработки и комплексной интерпретации материалов геофизических исследований с учетом новейших данных глубокого бурения удалось составить по региону четыре схематические структурные карты (по поверхности мезозоя, отложениям юры, фундаменту и поверхности М; весьма схематично представлена и поверхность "базальтового" слоя для восточной части Куринской впадины).

Карта, составленная для кровли мезозоя по данным бурения, электроразведки методом МТЗ, с использованием корреляционных связей между наблюдаемым полем силы тяжести в редукции Буге и глубиной залегания поверхности слоя высокого электрического сопротивления, позволила уточнить представление об этой границе в наиболее погруженных частях депрессионных областей [8, 9].

Впервые на основании комплексной обработки данных обычной и региональной сейсморазведки (МОВ, ГСЗ–КМПВ), а также глубокого бурения была выяснена стратиграфическая принадлежность сейсмической границы d_2^{oc} в низах осадочных толщ, доказана ее приуроченность к поверхности юрских отложений и составлена соответствующая карта [8, 10]. Необходимо отметить, что граница эта, характеризуясь достаточно большим площадным распространением в Куринской впадине, до последнего времени не


Рис. 1. Схематическая карта изоглубин поверхности кристаллического фундамента и М с нанесением очагов наиболее мощных землетрясений Юго-Восточного Кавказа

1 — глубинные разломы; 2–3 — линии изоглубин поверхности, км; 2 — фундамент, 3 — М; 4–7 — очаги землетрясений, связанных с: 4 — верхней мантией, 5 — консолидированной корой, 6 — консолидированной корой, но без магнитуды, 7 — осадочным чехлом

была эффективно использована для расшифровки глубинного строения впадины и восстановления истории ее развития в послепалеозойское время.

Рассмотрение этих карт показало, что в Закавказье наиболее мощное развитие осадочного чехла отмечается в переходной полосе от Куринской впадины в Южно-Каспийскую. В Евлах-Агджабединском прогибе мощность его достигает 16–17 км, а в Южно-Каспийской впадине – 20–21 км (см. рис. 1). Причем в обоих прогибах, вопреки существующим представлениям, основная ее часть (более 50%) приходится на мезозойский комплекс (8–10 км). Значительной оказалась она и в пределах Алазано-Агричайской депрессии. В то же время мощность мезозоя сильно сокращена в пределах Вандамской и Сомхето-Агдамской шовных зон.

Анализируя особенности структурных построений, выполненных по поверхности мезозоя, юры и фундамента, необходимо отметить гораздо более сложное их блоковое строение, нежели это представлялось до сих пор. Причем важно отметить, что названия поверхностей: доюрский фундамент, кристаллический фундамент, консолидированная кора, "гранитный" слой – не всегда могут пониматься однозначно. Что же касается вопросов о составе и возрасте консолидированной коры и в частности поверхности фундамента, то они для Куринской впадины (как и вообще для Восточного Кавказа) остаются во многом еще неясными и дискуссионными. Это связано с тем, что выходы на поверхность пород фундамента весьма ограничены и относятся в основном к западной части Большого и Малого Кавказа (докембрий, палеозой). Большинство геолого-геофизических данных позволяет считать доюрский фундамент разновозрастным; самым древним этапом развития является байкальский.

Выделение границ по головным волнам на Кавказе и в Каспийском море представляет большие трудности вследствие сравнительно малой сети профилей ГСЗ и КМПВ и в связи со сложной волновой картиной, получаемой при наблюдениях. Весьма существенно и то, что скорости распространения преломленных волн в консолидированной коре при сопоставлении со скоростями продольных волн, определенными в лаборатории для магматических и метаморфических пород [14, 15], могут охватывать широкий диапазон кислых и основных пород, а иногда относиться и к плотным (метаморфизованным) осадочным породам.

Некоторые данные о прослеживании границы с $v_p = 6,2$ км/с в Куринской впадине не обязательно указывают на возможность отнесения этой границы к поверхности кристаллического фундамента, а в ряде случаев она относится к поверхности мезозоя и верхнего палеозоя [4, 10]. К этому можно добавить следующее: при анализе геологического строения Притальшья, характеризующегося большой мощностью осадочного чехла, и сопоставлении его со структурной картой по фундаменту (данные ГСЗ) высказано мнение, что отмечаемая на карте небольшая глубина поверхности фундамента (около 2–3 км), по-видимому, относится к плотным осадочным породам или магматическим внедрениям, залегающим выше фундамента.

Таким образом, определенно судить по скоростям о петрофизическом составе пород консолидированной коры и о возрасте фундамента невозможно, и такие понятия, как "гранитный" и "базальтовый" слои являются весьма условными. Тем не менее анализ результатов исследований по профилям КМПВ показал исключительно высокую разрешающую способность метода

КМПВ для картирования поверхностей кристаллического фундамента и уплотненных пород юрского возраста по достаточно высоким значениям граничных скоростей сейсмических волн. При этом если для первой из них характерны величины $v_p = 6,3-6,7$ км/с, то для второй — $5,2-5,9$ км/с при наиболее часто встречающихся значениях $5,3-5,6$ км/с [9]. Исключение составляет крайняя юго-восточная часть Куринской впадины, где мощности чехла достигают 20 км.

Этот достаточно обширный район охвачен лишь двумя профилями ГСЗ (№ 9, 10) и тремя профилями КМПВ (№ 7, 8, 15) из большого объема ранее выполненных региональных сейсморазведочных исследований. Из комплексной обработки и анализа всего фактического материала разведочной геофизики следует, что на значительной части рассматриваемой территории поверхность фундамента не выделяется на профилях региональной сейсморазведки [10]. Это, по-видимому, связано с отсутствием здесь четких преломляющих границ между осадочным чехлом и самой консолидированной корой, а также с возможностью частичного и неравномерного пронизывания низов осадочной толщи сильно метаморфизованными или эффузивными образованиями.

Вместе с тем для отбивки подошвы осадочного чехла в этом районе хорошие результаты дает использование корреляционной связи между наблюдаемым полем силы тяжести в редукции Буге и глубиной залегания консолидированных пород, определенной в аналогичных условиях в Евлах-Агджабединском прогибе.

И, наконец, детальный анализ результатов сейсморазведочных работ последних лет, выполненных в Куринской впадине в разных модификациях, показывает, что кровля мезозоя на значительной части ее территории также не является преломляющей границей. Что же касается волны P , то даже в пределах одного и того же профиля она может не раз менять свое пространственное положение и, естественно, при прочих равных условиях — и свою стратиграфическую приуроченность (мел—палеоген). Причина тому — большая эрозия поверхности мела на значительной части территории Куринской впадины. Вместе с тем достаточно надежную информацию о глубине залегания мела во впадине можно получить путем проведения повсеместных площадных съемок с помощью электроразведки методом МТЗ. Данные этого метода можно пополнить, используя корреляционную связь между наблюдаемым полем силы тяжести в редукции Буге и глубиной залегания мезозоя $\Delta g = f(H_{MZ})$, определяемой по материалам экспериментальных исследований и глубокого бурения.

Исключительный интерес представляет анализ результатов комплексной интерпретации данных геофизических полей в свете сейсмологических исследований.

Выделение сейсмогенных структур на основе данных об очагах землетрясений весьма ограничено вследствие малого числа их определения в Азербайджане. Из рис. 1 следует, что основные сейсмоактивные зоны связаны главным образом с резко выраженными тектоническими формами. Это прежде всего относится к Закатало-Шемахинской сейсмоактивной зоне. Здесь отмечена зона разрывов типа надвигов и взбросов с большой амплитудой смещения, протягивающаяся по южной части склона Большого Кавказа. Эти разрывы хорошо отображаются и резким погружением мезозойских

пород в сторону Куринской впадины, где они на геологической карте контактируют с мощными отложениями антропогена и плиоцена. Наличие здесь глубокозаложенных разломов до фундамента включительно следует из особенностей геологического развития региона.

Очень важно подчеркнуть сложную историю развития земной коры Кавказа на протяжении всего цикла от архея до антропогена включительно; особое значение при этом имели процессы метаморфизма и изменения вещественного состава в направлениях "гранитизации" и "базальтизации".

Из наиболее древних этапов развития отмечаются байкальский и герцинский, создавшие консолидированную часть коры. В альпийском этапе наблюдается большое многообразие тектонических движений в виде прогибаний и воздыманий. Инверсии эти сопровождались разрывной дислокацией и проявлением интрузивных процессов [3, 7, 12]. На более позднем этапе развития и до настоящего времени включительно продолжались контрастные движения, создавшие современный рельеф горноскладчатого сооружения Большого Кавказа и Куринской впадины. В результате инверсий тектонического режима на южном склоне Большого Кавказа на границе с Куринской впадиной образовалась обширная зона с высокой сейсмичностью протяженностью около 300 км (включая и восточную часть Грузии) и шириной до 40 км. С этой структурой оказалось связанным большинство очагов землетрясений с глубиной от 4–5 до 25 км и со стратиграфической приуроченностью либо к мезозойским отложениям, либо к различным частям консолидированной коры. Помимо глубинных разломов, зона эта характеризуется также и тектонической раздробленностью и расланцованностью, наличием дайковых поясов и линейного динамотермального метаморфизма.

В последнее время при изучении сейсмичности отмечается не только важность определения очагов и эпицентров, но и выделение в целом сейсмогенных напряженных зон как в геологическом разрезе, так и по площади.

Как показывают макросейсмические исследования, здесь, в Шемахинском районе [6, 7, 12], помимо разрывов, имеют место и напряжения сейсмогравитационного характера с неглубокими очагами порядка 2–4 км (Баскальский тектонический покров). Определенную роль играет и тектоническая напряженность, связанная со складчатостью и покровными структурами [3, 15].

Следующей сейсмоактивной областью, связанной с юго-восточным погружением мегантиклинория Большого Кавказа является Апшеронская область, охватывающая полуостров и прилегающую акваторию Каспия. Глубина залегания очагов землетрясений, имеющих здесь в незначительном числе, определяется большим диапазоном — от 5 до 80 км. Стратиграфически они приурочены к третичным и мезозойским отложениям, а также к консолидированной коре. Вместе с тем имеются некоторые очаги, которые по глубине относятся и к верхней мантии. Сопоставление очагов со структурно-тектоническим строением по областям свидетельствует о том, что в большинстве случаев они приурочены к системам разрывных нарушений различной глубинности проникновения. Наиболее сейсмогенной структурой для Куринской впадины должна являться северо-восточная часть Кюрдамирского срединного поднятия, где гравиметрией и сейсморазведкой отмечена зона глубинного Западно-Каспийского разлома, простирающегося

в север-северо-западном направлении. Однако, судя по сравнительно слабой сейсмичности значительной части этой зоны, можно считать, что южнее слияния рек Куры и Аракса этот массив к настоящему времени консолидировался и почти полностью потерял свою подвижность.

Ряд очагов землетрясений отмечен в юго-западной части Куринской впадины; они связаны с консолидированной корой и фиксируются вдоль Предмалокавказского разлома, от ограничивающего Сомхето-Агдамскую шовную зону на северо-восточном склоне Малого Кавказа до Евлах-Агджабединского синклинория. Вообще необходимо отметить, что подавляющее большинство очагов землетрясений в недрах Малого Кавказа и Талыша размещается в консолидированной коре и приурочено к зонам глубинных нарушений.

Что же касается районов почти полного отсутствия эпицентральных зон, то они в пределах Восточного Кавказа, как правило, характеризуются наиболее мощным развитием осадочного покрова. Большие мощности (8—10 км) высокопластичных песчано-глинистых материалов осадочного покрова здесь, очевидно, выполняют роль рассеивателя или поглотителя энергии сотрясений, очаги которых располагаются на больших глубинах.

С какими же факторами связан механизм землетрясений? К ним в основном относятся тектонические движения, определяемые как пликативными, так и дизъюнктивными дислокациями в слоях земной коры, сверхвысокими избыточными давлениями флюида в поровом пространстве пород, а в верхней мантии — наличием пластичных зон астеносфер или волноводов с пониженными скоростями упругих волн. Допустимы и другие геохимические и радиогенные процессы, еще малоизученные. Тем не менее главным энергетическим источником при резких подвижках верхней части коры являются, несомненно, дизъюнктивные дислокации, которые и вызывают землетрясения, на что указывают большинство сейсмологов. Но не всегда сейсмоактивные зоны приурочены к разрывам или крупным флексурам, особенно глубинным и погребенным. Если в этих зонах прежней дизъюнктивной дислокации и продолжалась деформация слоев, то она уже носила в основном пликативный характер, образуя в наиболее сложных случаях структуры в виде флексур или локальных антиклинальных складок. Таким образом, созданные на значительном геологическом этапе (палеозой, мезозой) геологические структуры, хорошо отображаемые в геофизических полях (гравиметрия, магнитометрия), не всегда имеют определенную генетическую связь с сейсмогенными структурами. Этим зачастую и объясняется плохая корреляционная связь между землетрясениями и геофизическими полями.

Все это приводит к выводу, что тектоническая напряженность, следствием которой является сейсмичность, должна отображаться не столько в стационарных геофизических полях, сколько в их потенциальности и изменении во времени.

Для качественной оценки сейсмичности перспективно привлечение геотермического поля, тепловых потоков и изучение зон генерации радиогенного тепла. И не случайно, что исключительно важную информацию о строении земной коры в общем аспекте комплексной интерпретации геофизических полей удалось извлечь из результатов геотермических исследований.

Изучение основных закономерностей распределения теплового поля Земли в пределах обширной территории Юго-Восточного Кавказа осуществлялось путем обработки и соответствующих расчетов большого объема фактических скважинных данных и использования уравнения теплопроводности. Анализ многочисленных построений по Куринской и Южно-Каспийской впадинам позволит заметить, что вертикальный градиент геотермического поля в Кура-Араксинской низменности (до глубины примерно 6–7 км) — изменяется в довольно широком диапазоне ($1,5-4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$). Более высокие значения градиента характерны для юго-западной бортовой части Куринской впадины в полосе ее сопряжения с мегантиклинорием Малого Кавказа. Примерно о том же говорят особенности изменения геотермического градиента в разрезах структур, расположенных на западном склоне Талыш-Вандамской зоны максимума (месторождения Мурадханлы, Зардоб и Караджали). В противоположность этому низкие значения градиента установлены для северного борта всей впадины и обширной Нижнекуринской депрессии. Изменение значений градиента с глубиной также различно. Резко возрастают они с приближением к зонам разломов и, наоборот, проявляют значительную умеренность в межскладчатых прогибах.

В то же время величины горизонтальных геотермических градиентов во впадине не очень велики и, как правило, не превышают $1^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Например, на глубине 3 км между такими структурными зонами, как Зардоб-Мурадханлы-Мильская и Сор-Сор-Джарлы-Саатлинская, величина горизонтального геотермического градиента не превышает $0,7^{\circ}\text{C}/\text{км}$, а между такими термически активными площадями, как Зардоб, Мурадханлы, Советляр и Борсуны, не превышает $0,5^{\circ}\text{C}/\text{км}$.

Из сопоставления вертикальных геотермических градиентов с горизонтальными в пределах Среднекуринской впадины вытекает, что вертикальные геотермические градиенты более чем на порядок (а иногда на два порядка) больше горизонтальных. Это позволяет сделать вывод о том, что горизонтальные изменения температуры в верхней части коры в пределах Среднекуринской впадины не могут существенно влиять на термический режим и для изучения распределения температур в этой области можно использовать одномерное уравнение теплопроводности.

Исключительно информативными оказались данные об особенностях изменения геотермического поля Земли с глубиной. В частности, удалось заметить, что аномально высокие значения теплового поля по региону отмечаются именно в зонах прохождения глубинных разломов, к которым резко возрастают и температурные градиенты. Для наглядности выполнен ряд графических построений (рис. 2).

Из приведенной карты изотерм следует, что на глубине среза 7000 м известные глубинные разломы (Предмалокавказский, Западно-Каспийский, Сангачалы-Огурчинский и др.), имеющие различную пространственную ориентацию, довольно четко выделяются аномально высокими значениями теплового поля.

Принципиально важным явилось объяснение природы обнаруженных в Куринской впадине двух узких, но достаточно протяженных аномалийных зон высокой термичности. Одна из них проходит от района междуречья Куры и Иори вдоль всей северной части р. Куры и простирается вплоть до

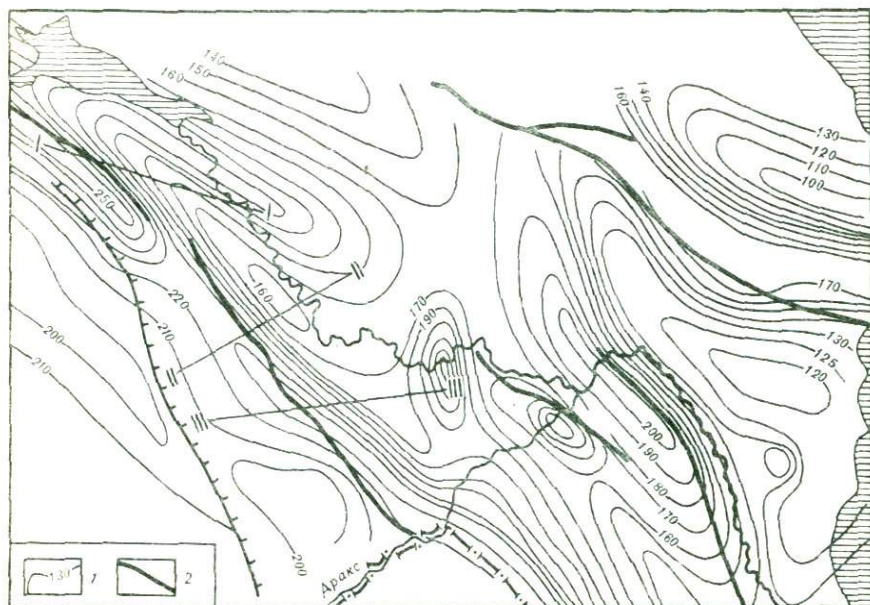


Рис. 2. Карта изотерм для сечения - 7000 м Куринской впадины
1 - линии изотерм, °С; 2 - глубинные разломы

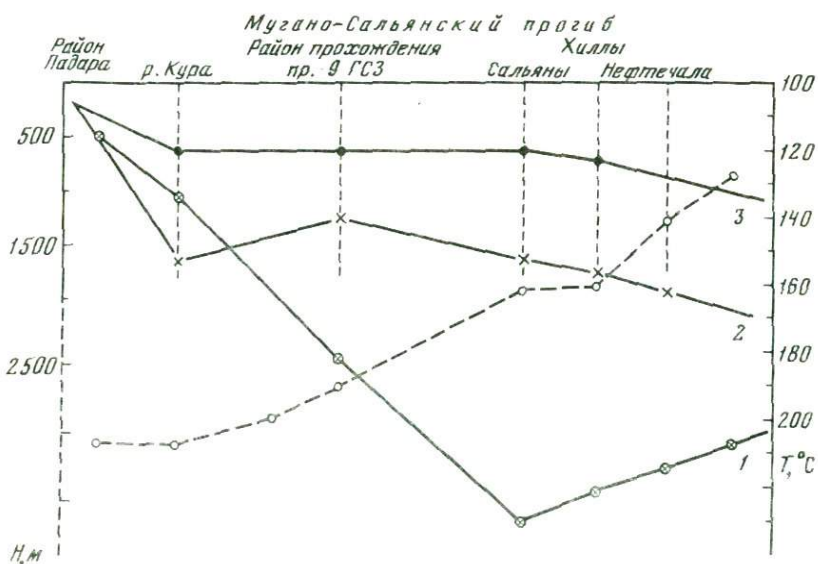


Рис. 3. Особенности изменения геотермической характеристики осадочной оболочки коры вдоль Западно-Каспийского разлома по поверхностям:
1 - фундамента, 2 - мела, 3 - миоцена

Зардобского поднятия, отображая, очевидно, зону прохождения собственно Куринского разлома. Большая значимость этого фактора связана с тем, что упомянутый разлом, по существу, почти не выделяется на других геофизических полях. Аналогичная черта характеризует и крупную поперечную Куткашен-Имишлинскую разрывную дислокацию, которая, несмотря на свой довольно глубинный характер, также, по существу, не выделяется на большинстве геофизических полей и зачастую является предметом серьезных дискуссий. И, наконец, очень важными представляются результаты геотермических исследований вдоль глубинных разломов: возможно, в какой-то степени их можно использовать (в первую очередь данные о градиентах) для определения плоскостей этих нарушений.

В частности, из приведенных построений следует, что плоскости Предмалокавказского и Аджий-Алятского глубинных разрывов, отграничивающих Куринскую впадину от горноскладчатых сооружений Большого и Малого Кавказа, падают на север. Вывод этот полностью подтверждается и особенностями распределения в коре очагов наиболее мощных землетрясений. Этот факт может представить принципиальный интерес не только для общей оценки регионального строения межгорных прогибов (каким, например, морфологически выgliedит Куринская впадина), но также и для соответствующих заключений об их генетических основах. Кроме того, необходимо отметить, что в зонах наиболее древних разломов, где движения земной коры, по существу, уже прекратили свою активность, общее значение абсолютной величины теплового поля существенно меньше, чем на тех участках, в пределах которых неотектонические подвижки коры вдоль двух контактирующих блоков не ослабевают (рис. 3).

Таким образом, полученные результаты указывают на необходимость пересмотреть существующие представления и об особенностях развития Альпийского геосинклинального пояса Кавказа, и о времени заложения и развития в его теле внутренних впадин и межгорных прогибов, включая и представления о возрасте и области распространения Закавказского срединного массива.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агабеков М.Г., Керимов К.М., Мошашвили А.Б., Хаин В.Е. Новые данные о строении центральной части Куринской впадины. — Геотектоника, 1976, № 5, с. 75–82.
2. Азизбеков Ш.А., Гасанов Т.А., Рустамов М.И. Декембрий-кембрий. — В кн.: Геология СССР. Т. 47. Азербайджанская ССР. М.: Недра, 1972, с. 28–43.
3. Ахмедов Г.А., Куликов В.И. Особенности геологического строения Куринского межгорного прогиба по геофизическим материалам. — МГК. XXIII сес. Докл. сов. геологов. М.: Недра, 1968, с. 134–139.
4. Байрамов А.А., Керимов К.М. Предмалокавказский глубинный разлом и закономерности движения земной коры вдоль него. — Докл. АН АзССР. Сер. геол., 1978, № 3, с. 48–53.
5. Балакишиев Ш.А., Воларович М.П., Салехли Т.М. Скорости продольных волн при высоких давлениях в образцах изверженных пород Азербайджана. — Геофиз. сб. АН УССР, 1971, вып. 42, с. 24–31.
6. Гаджиев Р.М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку: Азернешр, 1965. 160 с.
7. Давыдова Н.И., Краснопевцева Г.В., Манилов С.А. и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры на Кавказе. — В кн.: Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966, с. 43–56.

8. *Джафаров Х.Д., Керимов К.М.* Геологическая эффективность электроразведки методом МТЗ при изучении тектоники мезозойских отложений депрессионных областей Закавказья. – Нефть и газ, 1979, № 11, с. 11–16.
9. *Керимов К.М.* Глубинная структура и особенности тектонического развития азербайджанской части Куринской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности (по материалам геофизических исследований): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Баку, 1975. 45 с.
10. *Керимов К.М., Байрамов А.А.* О природе некоторых сейсмических границ в земной коре Куринской впадины. – Сов. геология, 1979, № 1, с. 81–85.
11. *Куликов В.И.* К вопросу геологической интерпретации гравитационных аномалий. – Тр. АЗНИИ ДН, 1956, вып. 4, с. 45–65.
12. *Куликов В.И.* Глубинное геологическое строение Азербайджанской ССР по данным геофизических исследований. – В кн.: Состояние и перспективы развития разведочной геофизики. М.: Гостоптехиздат, 1961, с. 45–55.
13. *Раджабов М.М.* Особенности строения консолидированной коры Азербайджана по данным ГСЗ и КМПВ. – В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978, с. 205–211.
14. *Салехли Т.М., Гасанов И.С., Султанов Л.А.* Закономерности изменения плотности пород плиоценовых отложений в Бакинском архипелаге. – В кн.: Геофизические исследования в Азербайджане. Баку, 1973, с. 198–209. (Тр. АЗВНИИГеофизики; Вып. 1).
15. *Хаин В.Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа. Опыт геодинамической интерпретации. – Геотектоника, 1975, № 1, с. 13–27.

УДК 550.31 (479.25)

Ш.С. Оганисян

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ АРМЕНИИ

Представления ряда авторов о тектоническом строении Армении и сопредельных с ней районов Малого Кавказа основаны главным образом на материалах геологических наблюдений. В последние годы стало возможным использовать для изучения тектоники геофизические данные, преимущественно гравиметрические, оказавшиеся весьма эффективными при решении региональных геологических задач.

Одна из первых попыток сопоставления геофизических данных с тектонической схемой Армении сделана А.Т. Донабедовым. Сопоставляя гравиметрические и магнитометрические карты с геологической, он пришел к выводу, что закономерное зональное изменение интенсивности физических полей обусловлено крупными региональными структурами исследуемой территории.

Результаты изучения тектоники Армении и ее отдельных областей по гравиметрическим данным освещены в работах ряда исследователей [1, 2, 8, 19]. Однако редкое сечение изоаномал не позволяло достаточно четко оконтурить гравитационные зоны и сделать соответствующие выводы. В последние годы благодаря широкому применению гравиметрической съемки накопился дополнительный материал, позволивший внести значительные изменения в существующие представления о гравитационном поле территории Армении. После этих работ гравитационные зоны стали отчетливо выявляться и оконтуриваться во многих районах.

Гравитационное поле Армении в редукции Буге повсеместно характеризуется отрицательными значениями аномалий силы тяжести, что обусловлено или уменьшением плотности изверженных и метаморфических пород в районах поднятий, или процессами, происходящими в подкорковом слое и приводящими к разуплотнению вещества в зонах поднятия [20].

Общей закономерностью в распределении гравитационного поля являются его протяженно-линейные формы. Оно имеет четко выраженное простирание, совпадающее с общим простиранием Кавказской складчатой зоны. По интенсивности, простиранию и форме аномалий территорию Армении можно подразделить на четыре аномальные зоны: Среднеараксинскую, Центральную, Алаверди-Иджеванскую и Горис-Кафанскую. Эти региональные зоны отделяются друг от друга гравитационными ступенями и отличаются геологическим строением.

Среднеараксинская зона максимума аномалий силы тяжести, охватывающая Нахичеванскую складчатую зону [23] или Приараксинскую мегантиклинальную зону [4], соответствует области относительно высокого залегания палеозойского и зопалеозойского кристаллического фундамента. Неровности кровли фундамента выделяются в виде локальных аномалий высокого порядка, представленных относительными максимумами и минимумами различной формы, интенсивности и ориентировки. Аномалии линейного типа, разделяющие относительные максимумы и минимумы, имеющие значительную протяженность и выдержанную ориентировку, соответствуют переходным участкам фундамента.

В пределах Среднеараксинской зоны палеозойские породы обнажаются в ядре Садаракской брахиантиклинали, в массивах гор Велидаг и Дагна, а также в пределах бассейна р. Веди и на Урцском хребте. С обнажениями палеозоя в этих районах пространственно связаны Велидагский и Вединский интенсивные относительные максимумы: Садаракская мульда, находящаяся между этими поднятиями и заполненная мощными отложениями миоцена, характеризуется относительными минимумами силы тяжести. Сопоставление расчетных данных с наблюдаемыми величинами силы тяжести показывает, что основная роль в формировании этого минимума в районе Садарака принадлежит рельефу палеозойского фундамента. При избыточной плотности $0,2 \text{ г/см}^3$ глубина залегания палеозоя составляет 1500 м, а при $0,3 \text{ г/см}^3$ — 1000 м. Вероятно, глубина залегания каледонского субстрата в районе Садаракской мульды 1000–1500 м.

Погружение пород в направлении к Арташатскому прогибу под толщу более молодых отложений характеризуется убыванием аномалий силы тяжести, а высокий градиент указывает на относительно крутое погружение поверхности палеозоя. Если принять среднюю разность плотностей между породами палеозоя и перекрывающими их третичными и четвертичными отложениями равной $0,3 \text{ г/см}^3$, то погружение первых под вторые составит в районе Арташата 4000 м. Эти результаты подтверждаются данными бурения. Действительно, скважина, расположенная в Арташате, вскрыла отложения мела на глубине 2500 м, а скважина в районе селения Мхчан — на глубине 3500 м.

Весьма важным геотектоническим элементом Среднеараксинской зоны является Тазагюхский гравитационный максимум, выявленный в центральной части Среднеараксинской зоны. Этот максимум, имеющий простирание

с северо-запада на юго-восток, связан с поднятием плотных метаморфических сланцев эопалеозоя, доказанным пробуренными скважинами. Результаты количественной интерпретации гравитационных данных были сверены с данными бурения в районе селения Тазагюх, где скважина пересекла кристаллический фундамент на глубине 520 м, тем самым подтвердив правильность результатов геологической интерпретации — 600 м. Такое соответствие указывает на точность определения регионального фона и на правильное истолкование геологической сущности аномалий силы тяжести в этой зоне.

Убывание аномалий силы тяжести к северо-востоку и юго-западу от Тазагюхского максимума является следствием погружения на значительную глубину поверхности кристаллического фундамента и накопления мощных толщ менее плотных осадочных отложений, включая и соленосную толщу. Переход от Тазагюхского максимума к Ранчпарскому относительному минимуму на юго-западе сопровождается большими градиентами силы тяжести, что свидетельствует о резком погружении фундамента в этом направлении. Скважина, расположенная ближе к центру Ранчпарского минимума, в 4 км к югу от станции Масис, после валунно-галечных отложений вскрыла зангинскую толщу на глубине 230 м, соленосную — на глубине 375 м и пестроцветную — на глубине 1660 м. Забой скважины находится в пределах палеогена на глубине 2470 м.

На основании изучения плотности горных пород, слагающих геологический разрез Тазагюх-Ранчпарского участка, можно принять, что избыточная плотность пород верхнетретичной системы (неоген) по сравнению с плотностью пород эопалеозойского кристаллического фундамента порядка $0,3 \text{ г/см}^3$, палеогена — $0,2 \text{ г/см}^3$, а вулканогенно-осадочной фации мела — $0,1 \text{ г/см}^3$. Исходя из этого и учитывая гравиметрические и геологические данные, можно предполагать, что мощность вулканогенно-осадочного чехла в пределах Ранчпарского гравитационного минимума 4000 м, мощность отложений миоцена по данным бурения — 2400 м, остальные 1600 м, по всей вероятности, составляют меловые отложения. Здесь данные гравиметрических исследований хорошо согласуются с электроразведкой. Действительно, по данным дипольных электрических зондирований (ДЭЗ), в районе Ранчпарского гравитационного минимума выделяется один опорный электрический горизонт высокого электрического сопротивления. Поверхность этого горизонта отбивается в районе селения Ранчпар на глубине 4000–4500 м, и, по всей вероятности, она связана с поверхностью эопалеозоя.

Переход от Тазагюхского относительного максимума к Фонтан-Севанскому обширному минимуму на северо-востоке также сопровождается большими градиентами силы тяжести, что говорит о крутом погружении кристаллического фундамента. Эта зона обусловлена Ереванским глубинным разломом, который служит границей двух крупных тектонических комплексов Малого Кавказа — Среднеараксинского на юго-западе и Армянского на северо-востоке. Мощность третичных отложений к юго-западу от зоны разлома по сравнению с мощностью этих отложений северо-восточного крыла незначительна. Разность в мощностях составляет 5000 м, причем такой резкий контраст проявляется на расстоянии всего нескольких километров. В пределах Тазагюхского максимума мощность отложений меньше,

чем в Армянской зоне: эоценовых – в 10 раз, олигоценых – в 5 раз, миоценовых – в 6 раз [4].

Таким образом, особенностью геологического строения Тазагохского относительного максимума является резкое выклинивание кайнозойских пород к осевой зоне максимума и резкое увеличение их мощности на северо-востоке и юго-западе. Резкое погружение пород (к юго-западу и северо-востоку) связано с крупными разрывами, имеющими направление с северо-запада на юго-восток и разделяющими горные и депрессионные участки исследованной территории. Этот максимум соответствует приподнятому блоку фундамента, который разделяет Ранчпарский и Аванский соленосные бассейны. Количественные расчеты показывают, что наблюдаемый на этом участке гравитационный эффект полностью объясняется гипсометрией эопалеозойского фундамента, который имеет несколько асимметричный характер, что выражается в относительно повышенных средних градиентах к юго-западу от осевой линии этого максимума.

Для геологического истолкования Октемберянского обширного максимума, приуроченного к юго-западной части Среднеараксинской зоны, большое значение приобретают результаты, полученные при бурении скважин. Однако следует отметить, что в пределах этого максимума находится несколько десятков пробуренных скважин и ни одна пока еще не вскрыла фундамента. Забой самой глубокой скважины находится на глубине около 2950 м, в породах верхнего турона и нижнего коньяка (селение Маркара).

Можно утверждать, что Октемберянский относительный максимум обусловлен приближением к дневной поверхности плотных пород мелового возраста, о чем свидетельствуют геологические и буровые данные. Скважина, расположенная в пределах Октемберянского максимума, в районе селения Маркара вскрыла отложения мела на глубине 1800 м.

В зонах линейных аномалий силы тяжести, соответствующих разломам глубокого заложения, по-видимому, имеются резкие плотностные неоднородности внутри фундамента, что связано с внедрением в верхнюю часть кристаллической толщи по расколам менее плотных интрузивных пород. Действительно, скважина, расположенная в районе Анипемза в пределах зоны больших градиентов силы тяжести, вскрыла на глубине 700 м интрузивные породы гранодиоритового состава; другая скважина, расположенная к юго-западу от Октемберянского относительного максимума, в пределах зоны повышенных градиентов вскрыла на глубине 1300 м дайки гранодиоритового состава. Средняя плотность пород гранодиоритов по 15 определениям составляет $2,56 \text{ г/см}^3$, т.е. на $0,16 \text{ г/см}^3$ меньше средней плотности пород, слагающих эопалеозойский кристаллический фундамент.

Характер гравитационного поля свидетельствует о сложном блоковом строении фундамента в зонах нарушений и о наличии отдельных прогибов. Последние выполнены мощной толщей осадочных отложений, среди которых широко развиты соленосные отложения миоцена. Вскрытая мощность миоцена, представленного чистой солью, нередко превышает 1300 м.

Гравиметрические исследования в пределах Среднеараксинской зоны дали материал для понимания ее общего строения и помогли выделить наиболее перспективные участки для последующих более детальных работ.

Алаверди-Иджеванская зона максимума, или зона повышенных значений

аномалий силы тяжести, охватывает Алавердскую (Сомхето-Карабахскую) мегантиклинальную зону и прилегающую часть Прикуринской мегантиклинальной зоны, которые в основном соответствуют областям развития юрских, частично меловых вулканогенно-осадочных отложений, залегающих непосредственно на отложениях перми и эопалеозоя, а также интрузивных пород кислого и частично основного составов.

В пределах этой зоны частично фиксируется региональное увеличение аномалий силы тяжести в северо-восточном направлении. Однако в этом же направлении увеличивается мощность кайнозойских отложений, т.е. наблюдается обратное соотношение между поведением границ раздела плотности и характером гравитационного поля. С погружением весьма плотных мезозойских пород и подстилающих их палеозойских и эопалеозойских образований значения аномалий силы тяжести увеличиваются. Это, по-видимому, объясняется либо тем, что массы приподнятого субстрата, особенно базальтового слоя, компенсируют дефицит масс в осадочных слоях, либо уменьшением мощности земной коры в области Куринской низменности. В пользу первого предположения высказывался Б.К. Балавадзе [5], считавший, что причиной возрастания аномалии силы тяжести в Куринской депрессии является уменьшение мощности гранитного и, наоборот, увеличение мощности базальтового слоя.

Менее отчетливые соотношения наблюдаются между локальными структурами и гравитационным полем. Из-за отсутствия достаточно отчетливых плотностных границ они создают весьма слабые локальные аномалии, которые почти полностью затушевываются более сильным влиянием регионального поля, обусловленного здесь рельефом кровли мезозойских и палеозойских отложений, а также подстилающего их эопалеозойского фундамента.

Антиклинальные и синклинальные структуры в пределах Алаверди-Иджеванской зоны имеют антикавказское простирание, но по мере приближения к зоне больших градиентов силы тяжести приобретают общекавказское простирание [4]. Указанная связь аномалий силы тяжести с геологическим строением может быть объяснена движением кристаллического ложа. Как уже было отмечено, зоны резких изменений аномалий силы тяжести отображают участки нарушений кристаллического фундамента, вдоль которых имело место взаимное перемещение отдельных блоков, находящее свое отражение в деформации осадочного чехла. В пределах этих участков, возможно, создавались благоприятные условия для передислокации локальных структур северо-восточного простирания.

Горис-Кафанская зона максимума, которая охватывает Кафанскую полого-складчатую моноклинальную зону, в основном соответствует области развития юрских отложений. Мощность мезозойских и кайнозойских отложений, доходящая местами до 2500 м, не оказывает решающего влияния на картину гравитационного поля. Это объясняется тем, что породы мезозойско-кайнозойского комплекса представлены порфириритами и их брекчиями, андезито-базальтовыми лавами, плотность которых соизмерима со средней плотностью пород более древнего возраста — юрских, а также подстилающих их палеозойских и эопалеозойских отложений.

Зона центрального минимума, или зона пониженных значений аномалий

силы тяжести, соответствует области развития новейших тектонических движений, происходящих в плиоцене и постплиоцене и играющих исключительную роль в создании современного высокогорного, сильнорасчлененного рельефа Армянского нагорья. Многие высокие хребты и горные массивы Малого Кавказа своим современным морфогенезом обязаны новейшим тектоническим движениям, которые обусловили воздымание горы Арагац, Цахкуняцкого, Гегамского, Варденисского, Кечутского, Ишхансарского и других хребтов и формирование Севанской, Ленинанканской, Памбакской, Воротанской и других впадин. Эти дифференциальные движения второго порядка происходили на фоне общего сводообразного воздымания Малого Кавказа [7].

Основные элементы поднятий и прогибов, глубинные разломы и некоторые поверхностные разрывные нарушения четко выделяются в гравитационном поле в виде мозаичных аномалий, представленных относительными максимумами и минимумами различной формы, интенсивности и ориентировки. Относительные максимумы и минимумы окаймляются аномалиями линейного типа, имеющими значительную протяженность и выдержанную ориентировку.

Наиболее важным и в то же время достаточно полно выявленным элементом гравитационного поля центрального минимума является обширная гравитационная депрессия, соответствующая зоне Фонтан-Севанского прогиба и совпадающая с областью проявления новейшей тектоники, обусловленной плиоцен-четвертичными тектоническими движениями. Гравитационная депрессия протягивается на запад и охватывает область массива горы Арагац, формирование которой генетически тесно связано с историей развития окружающих ее Араратской и Ленинанканской депрессий. Воздымание массива горы Арагац в плиоцен-плейстоценовое время как бы компенсировалось прогибанием Араратской и Ленинанканской котловин [6]. Центральная часть депрессии на большом протяжении совпадает с осевой зоной Гегамского хребта, коколом которого, так же как и массива горы Арагац, служит палеозойский и эопалеозойский фундамент, обнажающийся в его юго-восточной и северо-западной периклинальных частях.

Гравитационная депрессия со всех сторон ограничена узкой, но интенсивной зоной больших градиентов силы тяжести, четко выделяющейся на фоне общего убывания гравитационного поля в южном и северном направлениях. На основании имеющихся данных по бурению и геологии окружающих ее районов можно предполагать, что эта депрессионная гравитационная зона совпадает с областью развития гипсоносно-соленосной толщи под лавовыми покровами четвертичного и третичного возрастов. Действительно, по данным многочисленных скважин, пробуренных в пределах этой депрессии, на пестроцветную толщу миоцена налегают соленосные отложения мощностью до 700 м. Последние перекрыты гипсоносными слоями мощностью не более 100 м.

Главнейшим фактором, обуславливающим Фонтанский относительный минимум, является погружение пород эопалеозойского кристаллического фундамента, обнажающегося в районе горы Раздан и представленного метаморфизованными сланцами различного состава, гнейсами и гнейсовыми сланцами.

Для определения глубины поверхности эопалеозойского кристаллического фундамента или мощности перекрывающих его отложений в Фонтанском районе допустим, что изменение аномалий создается только за счет рельефа кристаллического основания при его однородном строении; тогда из неравенства Фишера при избыточной плотности $0,3 \text{ г/см}^3$ получим глубину порядка 5000 м. Полученная величина совпадает с существующим представлением о геологическом строении района, согласно которому вся мощность комплекса осадочных отложений 5000—6000 м. Скважина, расположенная в пределах Фонтанского минимума в районе с. Нурнус, вскрыла песчано-глинистые отложения среднего эоцена на глубине 2200 м. Забой этой скважины находится на глубине 3500 м в известняках среднего эоцена.

Результаты проведенных расчетов указывают, что по данным одной гравиразведки возможно непосредственно определить в первом приближении глубину контактной поверхности. Однако необходимо оговорить, что основное затруднение в решении этой задачи заключается в том, что различные породы фундамента имеют зачастую различную плотность, вследствие чего в ряде случаев отмечается несоответствие между аномалией силы тяжести и рельефом контактной поверхности.

В пределах центрального минимума находится Ленинанканский относительный минимум силы тяжести, который соответствует зоне Ширакского прогиба. Она сложена озерно-речными песчано-глинистыми отложениями, лавовыми и туфовыми образованиями верхнего плиоцена и постплиоцена мощностью 650 м, туфопесчаниками мзотиса — понга мощностью 850 м, песчано-глинистыми образованиями и известняками среднего эоцена мощностью более 1500 м (скв. 35, Ленинанкан).

Северо-восточнее Ленинанканского минимума расположен Мусаелянский максимум, который пространственно совпадает с выходами пород юрского возраста. Кроме этого максимума, в Спитакском районе наблюдаются слабо интенсивные небольшие по площади относительные максимумы, которые обусловлены породами мелового возраста, обнажающимися в этих районах.

В пределах зоны центрального минимума палеозойские и эопалеозойские породы обнажаются в Апаранском, Разданском и Ехегнадзорском районах. С этими обнажениями территориально связаны относительные максимумы силы тяжести. Следует отметить, что значения аномалий силы тяжести на выходах этих пород все же меньше, чем в зонах Среднеараксинского, Алаверди-Иджеванского и Горис-Кафанского максимумов, где, как уже отмечалось выше, выходы палеозойского и эопалеозойского фундамента отсутствуют. По мнению некоторых геологов, в пределах области Армянского нагорья древний субстрат находится на небольшой глубине и крупные вулканические массивы приурочены к нему [6].

По-видимому, отрицательные аномалии силы тяжести, наблюдаемые в пределах вышеуказанных районов, свидетельствуют о разуплотнении метаморфизованных пород фундамента или о наличии кислых пород, соответствующих гранодиоритам и гнейсам.

Интрузивные массивы гранодиоритов, плотность которых ниже плотности вмещающих пород, всюду и независимо от их гипсометрического положения отличаются относительными минимумами силы тяжести

(Анкаванский, Базарчайский, Сисиан-Дастакертский, Каджаранский, Мегринский и др.).

Зона повышенных градиентов силы тяжести, расположенная между зонами Среднеараксинского максимума и Центрального минимума, обусловлена Ереванским глубинным разломом и является границей распространения мощных толщ кайнозойских отложений, развитых в Абовянском районе. Границей между Алаверди-Иджеванской зоной максимума и зоной Центрального минимума служит так называемый Главный надвиг Малого Кавказа, по которому отложения юрской системы надвинуты на осадочные отложения мезозоя [23]. В пределах зоны больших градиентов на южном склоне Иджеванского хребта намечается глубинный разлом, ограничивающий распространение меловых отложений на юг [4]. Эта зона больших градиентов является границей между двумя главнейшими структурными единицами Малого Кавказа: Сомхето-Кафанской на северо-востоке и Армянской на юго-западе [6].

Зона повышенных градиентов силы тяжести, расположенная между гравитационными зонами Горис-Кафанского максимума и Центрального минимума, совпадает с Южно-Зангезурским глубинным разломом, который является границей двух различных металлогенических зон [16]. Большинство крупных медно-молибденовых месторождений южного Зангезура (Агаракское, Дастакертское, Каджаранское) расположено в пределах зоны больших градиентов силы тяжести.

Характер изменения гравитационного поля и направление изоаномалий силы тяжести дают нам возможность предполагать, что Южно-Зангезурский глубинный разлом прослеживается не по юго-западному побережью или через оз. Севан [1, 6, 16], а на север и северо-запад и проходит по северо-восточному побережью оз. Севан.

Наряду с основными глубинными разломами находят четкое отражение в гравитационном поле в виде гравитационных ступеней с различной интенсивностью меньшие по протяженности второстепенные разломы.

Наличие разломов создало благоприятные условия для развития интенсивных вертикальных тектонических движений, происходивших в различные фазы тектогенеза и приведших к образованию сложного структурного плана. В пределах Араратской котловины наблюдается прямое качественное соответствие между особенностями гравитационного поля и расположением крупных структурных элементов поверхности палеозойского кристаллического фундамента.

При сопоставлении гравитационных зон с тектоническими можно принять, что Среднеараксинская зона максимума соответствует Нахичеванской складчатой зоне или Приараксинской мегантиклинальной зоне, зона центрального минимума – складчатой зоне Армении или Армянскому тектоническому комплексу. Алаверди-Иджеванская зона максимума пространственно совпадает с Алавердской (Сомхето-Карабахской) мегантиклинальной зоной, или Сомхето-Ганджинской полого-складчатой зоной. Горис-Кафанская зона максимума охватывает Кафанскую полого-складчатую моноклиналичную зону, или Кафанский сегмент [4, 6, 23].

Таковы в общих чертах представления о крупном структурно-морфологическом расчленении тектоники района, отраженные на гравитационной карте Армении.

Изучение строения глубинных зон земной коры и верхней мантии базируется на результатах различных методов геофизических исследований. При этом сейсмометрические данные являются опорными и служат основой как для структурных построений, так и для интерпретации всех геолого-геофизических материалов, относящихся к глубоким горизонтам земной коры.

Большим шагом вперед на пути к познанию геологического строения и определения мощностей осадочного покрова и консолидированной коры территории Армении является сейсмическое исследование со станциями "Земля". К настоящему времени отдельными профилями определено глубинное строение некоторых районов территории республики [14].

Однако значительная сложность и стоимость сейсмических исследований ограничивает возможность их проведения. Если учесть еще и известную неоднозначность сейсмических построений и главным образом неоднозначность их геологической интерпретации, то станет очевидной необходимость использования при изучении глубинного строения исследуемой территории данных и других геофизических методов, в первую очередь данных гравиметрии.

Результаты сейсмических исследований со станциями "Земля" в пределах исследуемой территории показывают, что наиболее устойчивыми и повсеместно прослеживаемыми границами являются верхняя и нижняя границы консолидированной коры, т.е. две границы: первая — между вулканогенно-осадочной толщей и консолидированной корой, а вторая — поверхность М.

Указанные две границы почти повсеместно выделяются сравнительно надежно, чего нельзя сказать о других сейсмических границах, выделяемых как в вулканогенно-осадочном чехле, так и внутри консолидированного комплекса коры. Кроме этого, на границах между осадочным слоем и консолидированной корой, так же как и при переходе от коры к верхней мантии, наблюдается скачок плотности, что позволяет уверенно проследить их гравиметрическим методом. Следовательно, поверхность консолидированной коры и поверхность М являются опорными границами обоих методов.

Учитывая вышеизложенное, для исследованной территории нами принята двухслойная модель земной коры территории Армении: вулканогенно-осадочный и консолидированный комплексы.

Территории Армении соответствует единая гравитационная депрессия, приуроченная ко всей совокупности находящихся в пределах республики горных и межгорных впадин. Наиболее интенсивными отрицательными аномалиями характеризуются почти все главнейшие возвышенности, хребты и межгорные впадины Армянского нагорья. Сравнительно меньшие значения отрицательных аномалий приурочены к Куринской низменности, Араратской и Нахичеванской котловинам.

Интенсивность региональных отрицательных аномалий силы тяжести рассматриваемой территории такова, что объяснить подобные изменения влиянием только осадочных отложений, обладающих меньшей плотностью по сравнению с плотностью пород консолидированной коры, невозможно. Гравитационный эффект осадочного чехла даже при оптимальном значении

мощности 8 км и недостатке плотности $0,2 \text{ г/см}^3$ не превышает 40% от наблюдаемого значения аномалий силы тяжести.

В последнее время в литературе появилось много работ, в которых приведены расчеты мощности земной коры по гравитационным аномалиям и получены корреляционные зависимости между глубиной залегания поверхности М и региональными аномалиями Буге [3, 11, 12, 13, 25]. При расчетах большинство исследователей исходят из предположения, что структура земной коры однородна.

Если учесть, что в среднем изменению мощности земной коры на 10 км соответствует изменение силы тяжести примерно на 100 мгл [3], то амплитуды колебания мощности земной коры в пределах исследуемой территории составят около 15 км. Однако имеются некоторые данные, опровергающие изменение мощности земной коры как в пределах республики, так и за ее пределами. Н.К. Карапетян [15], пользуясь записями далеких землетрясений телесейсмическим методом, получила значение для мощности в районе горы Тукасян — 53 км, в г. Кировакан — 54 км, в западной части Армянского нагорья, на хр. Аладаг — 54 км, в г. Казах — 50 км, в г. Тбилиси — 52 км. Следовательно, амплитуда колебания мощности коры здесь всего 4 км.

Таким образом, результаты определения мощности земной коры по данным гравиметрии и сейсмологии различаются между собой на 11 км. Полученная разница, на наш взгляд, объясняется тем, что использование аномалий Буге для определения мощности земной коры без введения необходимых поправок приводит к значительным ошибкам. К числу поправок прежде всего относятся оценки влияния осадочного слоя и неоднородностей в консолидированной коре.

Для того чтобы заполнить этот пробел, нами были составлены схематические карты мощностей земной коры Армении и смежных районов Малого Кавказа по осредненным значениям аномалии Буге и высот. Осреднение выполнено квадратной палеткой со стороной $0,5^\circ$.

Мощность земной коры, вычисленная по осредненным значениям аномалии Буге, соответствует 42–52 км. Аналогичная картина наблюдается и на схематической карте, составленной по осредненным значениям высот. Мощность земной коры в этом случае оценивается в пределах от 42 до 51 км.

Таким образом, амплитуда колебания мощности земной коры изучаемой территории, вычисленная по осредненным значениям аномалии Буге, составляет 10 км, что почти соизмеримо с величиной амплитуды, вычисленной по осредненным значениям высот, — 9 км.

Учет гравитационного эффекта, создаваемого вулканогенно-осадочным чехлом во многих районах исследуемой территории, показывает, что большинство наблюдаемых крупных отрицательных аномалий в Ленинканском, Фонтанском районах, в пределах массива горы Арагац, бассейна оз. Севан вызвано резким увеличением мощности сравнительно рыхлого осадочного чехла и менее плотных пород вулканогенной фации, а в тех районах, где обнажаются породы мезозой-палеозойского и эопалеозойского возраста, можно видеть, что их плотность отличается от средней плотности пород консолидированной коры.

Учет влияния этих факторов заставляет изменить интерпретацию

характера и величины наблюдаемого гравитационного поля. Установлено, что как значения отрицательных аномалий силы тяжести, так и амплитуда колебания мощности земной коры, определенные по гравиметрическим данным, уменьшаются в 3 раза. Если до введения поправки за влияние вулканогенно-осадочного покрова амплитуда составляла 15 км, то после нее она составляет 6 км.

Для определения мощности земной коры по гравиметрическим данным нами было исключено влияние вулканогенно-осадочного покрова из значения поля силы тяжести. Мощность вулканогенно-осадочного покрова была оценена по данным буровых работ, станции "Земля", результатам электро- и сейсморазведки, а также по геологическим материалам.

Сведения о плотности вулканогенно-осадочного покрова были получены по результатам изучения керна скважин и образцов, взятых из обнажений, по которым были вычислены закономерности изменения плотности отдельных литолого-стратиграфических подразделений мезозоя-кайнозоя и палеозоя в плане и по глубине.

На основании полученных данных были рассчитаны средневзвешенные значения плотности геологического разреза данного участка и его гравитационный эффект. Средняя плотность консолидированной коры была принята $2,8 \text{ г/см}^3$.

Для количественной оценки вклада различных аномалообразующих факторов в наблюдаемое гравитационное поле были произведены теоретические расчеты их гравитационного эффекта по 20 профилям в предположении двумерной модели земной коры с помощью палетки Юнга. Путем последовательного исключения из аномалий Буге гравитационных влияний поверхности консолидированной коры и поверхности М нами были построены карты остаточных аномалий, в которых вулканогенно-осадочные отложения и консолидированная кора заменены породами с плотностью $2,8 \text{ г/см}^3$.

В результате количественного истолкования аномального гравитационного поля совместно с сейсмическими данными нами были составлены карты изогипс поверхности М и мощности земной коры (рис. 1), которые показывают, что общая амплитуда изменения глубины залегания поверхности М достигает 4 км. Минимальные ее значения отмечены в северо-восточных районах республики и на юге в районе селения Советашен (39–40 км), максимальные – в пределах массива горы Арагац и Араратской котловины (43 км).

Минимальная глубина поверхности М установлена на северо-востоке под областями, где абсолютная высота над уровнем моря 500–800 м, на юге в районе селения Советашен – 2000 м и на юго-востоке в районе Гориса – 2500 м. Наибольшие глубины до поверхности М (43 км) наблюдаются в пределах Гегамского хребта и массива горы Арагац, где средняя высота рельефа 2500 м, а также в пределах Араратской котловины – 800–1000 м.

Таким образом, морфология поверхности М на рассматриваемой территории не зависит от дневного рельефа земной коры, т.е. прямой зависимости между глубиной залегания подошвы коры и внешним рельефом земной поверхности не существует. Так, Центральному орогеническому поясу, протягивающемуся с юго-востока на северо-запад и включающему наряду с высокогорными сооружениями сравнительно глубокие впадины,

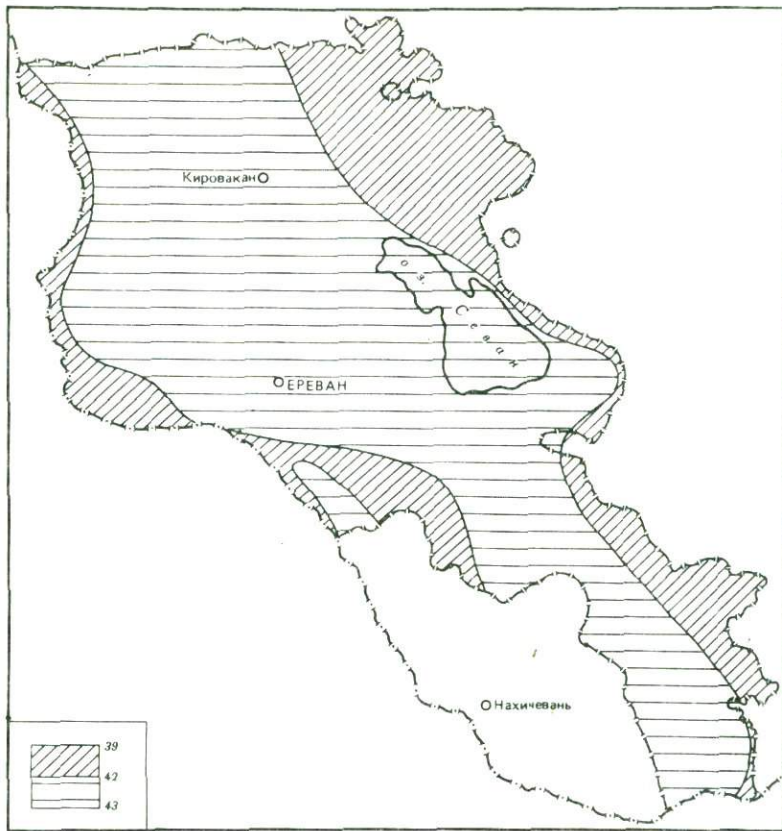


Рис. 1. Карта изогипс поверхности М Армянской ССР, км

соответствует спокойный рельеф поверхности М с глубинами от 42 до 43 км, а в сопредельных равнинных и предгорных областях, совпадающих с областями раннеальпийской (киммерийской) и позднеальпийской складчатости, глубина залегания поверхности М колеблется от 39 до 43 км.

Мощность земной коры (рис. 2) изменяется от 40 км в зоне моноклиналичного поднятия северо-восточного склона Антикавказ до 46 км в неовулканической зоне; в зоне Среднеараксинского межгорного прогиба она колеблется от 41 км в районе селения Советашен до 44 км в районе пос. Арарат.

При переходе от северо-востока и юго-запада к центральной области республики мощность земной коры возрастает и в пределах Гегамского хребта и массива горы Арагац достигает до 45–46 км. Следует отметить, что увеличение мощности земной коры, за исключением участка, расположенного в районе пос. Арарат (Араратская котловина), происходит за счет рельефа дневной поверхности.

Поскольку высота дневной поверхности земной коры теснейшим образом связана с интенсивностью новейших тектонических движений, можно

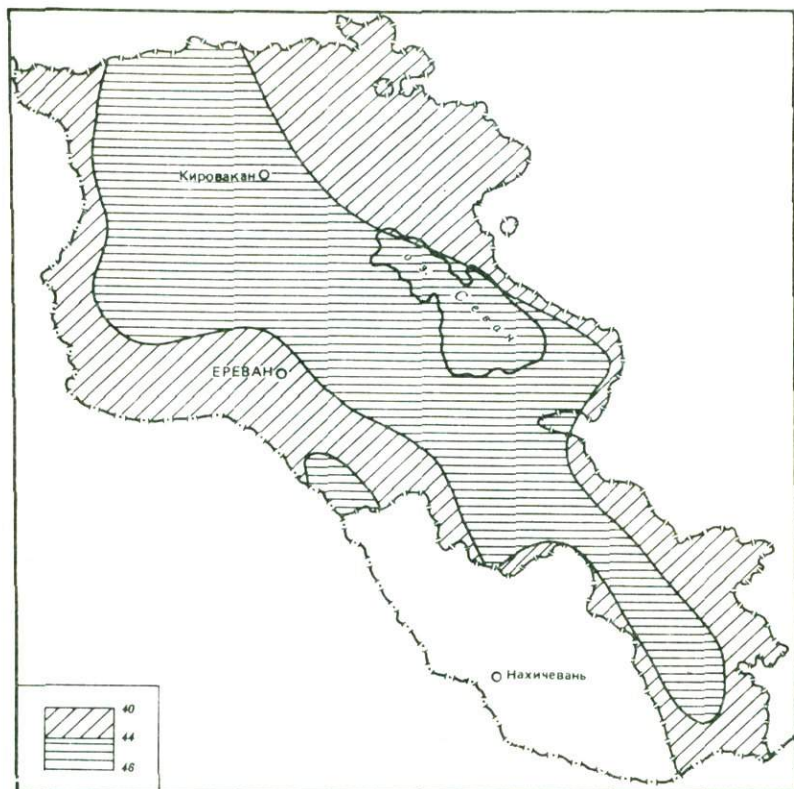


Рис. 2. Карта мощности земной коры Армянской ССР, км

констатировать, что увеличение мощности земной коры в центральных районах республики в основном зависит от величины новейших поднятий.

Таким образом, результаты исследований по изменению мощностей земной коры от поднятий к межгорным прогибам показывают, что положительные формы рельефа характеризуются более мощной корой по сравнению с отрицательными формами земной поверхности. Это подтверждается также другими данными. Глубина залегания поверхности M , вычисленная по гравиметрическим данным методом Цубои, получилась для Приереванского района 50 км, а для участка Гукасян — 54 км [26]. Мощность коры в Норашене — 48 км, в пределах хр. Шахдаг — 50 км, в Нахичевани — 42 км, в Кафане — 52 км, в Зоде — 47 км [9].

Совместное рассмотрение гравитационных аномалий и мощности земной коры дает ценную дополнительную информацию об изостатическом состоянии земной коры данного региона. Для определения изостатического состояния земной коры используются изостатические аномалии, так как из всех видов редукции силы тяжести глубинные плотностные неоднородности отображаются в них наиболее четко. Анализ этих аномалий особенно

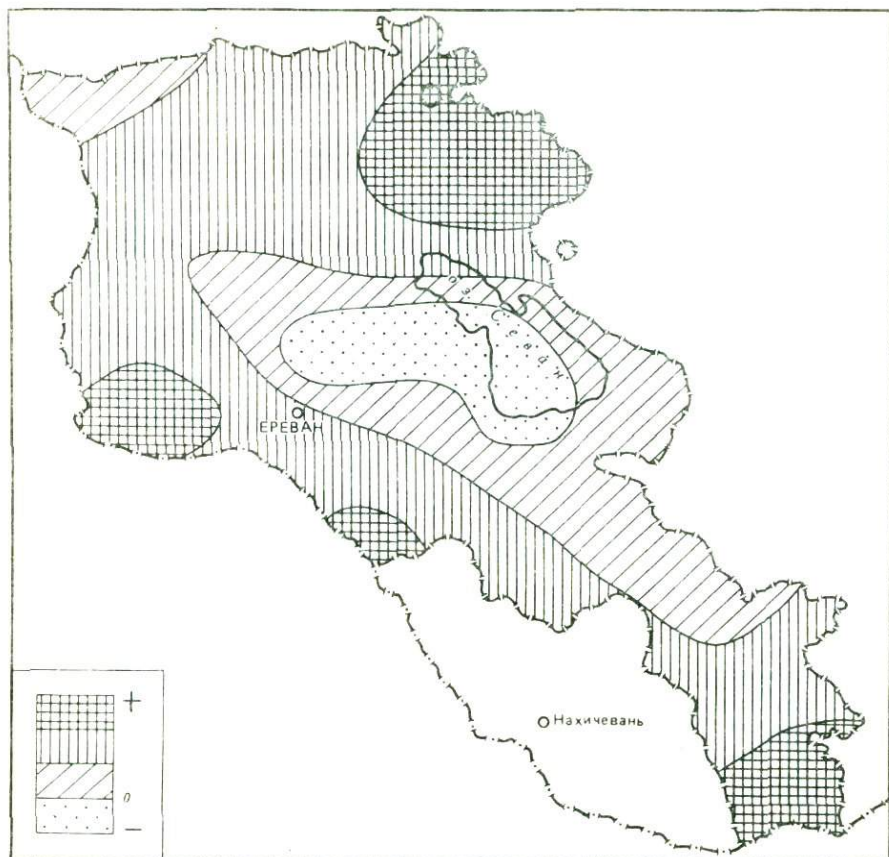


Рис. 3. Схематическая карта изостатических аномалий силы тяжести Армянской ССР

эффективен в областях новейшей и современной тектоники, к которым относится и территория Армении.

Однако представление об изостатическом состоянии отдельных участков Земли можно получить и на основании аномалий силы тяжести, вычисленных в разных редукциях. В связи с этим при определении изостатического состояния территории Армении, помимо изостатических, нами были использованы также аномалии Буге, Фая и Грааф-Хантера. Карта изостатических аномалий силы тяжести территории Армении (рис. 3) составлена по гипотезе Пратта-Хейфорда с использованием таблиц [18].

Территория республики характеризуется преобладанием положительных значений изостатических аномалий. Гравитационное поле в этой редукции дифференцировано, причем отмечаются как кавказская (продольная), так и антикавказская (поперечная) зональности. Простираение изостатических аномалий в основном совпадает с простираением основных тектонических структур. Область раннеальпийской складчатости отображается на карте эллипсовидной зоной интенсивной аномалии, обращенной выпуклостью

на запад. Она охватывает хр. Гугарац, часть Сомхетских гор и Миапорский хребет. Область среднеальпийской складчатости (неовулканическая зона Антикавказа), включающая в себя Ширакское, Базуское, Памбакское, Гегамское, Вардениское и Сюникское поднятия, а также Ленинаканскую и Севанскую впадины, характеризуется пониженными значениями изостатических аномалий. Полоса отрицательных аномалий захватывает не только Ереванский и Севанский прогибы, но также часть Цахкуняцкого и Гегамского хребтов. Поле положительных аномалий совпадает с Зангезурским, Баргушатским и Мегринским хребтами [21].

Область позднеальпийской складчатости (Среднеараксинский межгорный прогиб) выделяется на карте положительными изостатическими аномалиями. Октемберянский участок отделяется от Нахичеванского Арташатским гравитационным "заливом", который характеризуется пониженными положительными аномалиями.

Гравитационное поле, представленное редукцией Буге, как уже отмечалось, повсеместно характеризуется отрицательными значениями аномалий. Региональный фон отрицательного гравитационного поля захватывает все геоструктурные элементы, расположенные на территории республики и смежных районов Малого Кавказа.

Гравитационное поле в редукции Фая (рис. 4) весьма резко отличается от аномалий Буге. Большой частью аномалии Фая являются положительными, местами слабоотрицательными, без выраженной линейности. Наиболее интенсивными положительными аномалиями Фая отличаются центральные районы республики. К северо-востоку и юго-западу от зоны интенсивных положительных аномалий, захватывая большую часть Армянского нагорья, прослеживается полоса слабоположительных, местами отрицательных аномалий, совпадающая пространственно с Араратской котловиной и зоной моноклиального поднятия северо-восточного склона Антикавказа [6].

Аналогичная картина наблюдается при рассмотрении карты аномалии Грааф-Хантера, составленной для всей территории Армении с радиусом осреднения 200 км (рис. 5). Средние значения этих аномалий для Араратской котловины (ровного рельефа) и зоны моноклиального поднятия северо-восточного склона Антикавказа (предгорного района) близки к изостатическим, а для центральных районов Армянского нагорья (неовулканической зоны Антикавказа) полученные аномалии Фая и Грааф-Хантера значительно отличаются от изостатических.

Интенсивность гравитационного поля в разных редукциях свидетельствует о том, что регион целиком далек от изостатического состояния, причина чего, на наш взгляд, заключается в том, что земная кора в настоящее время имеет недостаточную мощность для выполнения условий полной изостатической компенсации и в случае отсутствия антиизостатических сил мощность ее должна несколько увеличиться. Однако не исключено, что преобладание положительных изостатических аномалий, повышенные аномалии Буге и положительные аномалии Фая и Грааф-Хантера могут быть обусловлены также более повышенной плотностью вещества верхней мантии под Араратской котловиной и зоной моноклиального поднятия северо-восточного склона Антикавказа, а пониженные изостатические и интенсивные положительные аномалии Фая и Грааф-Хантера Армянского

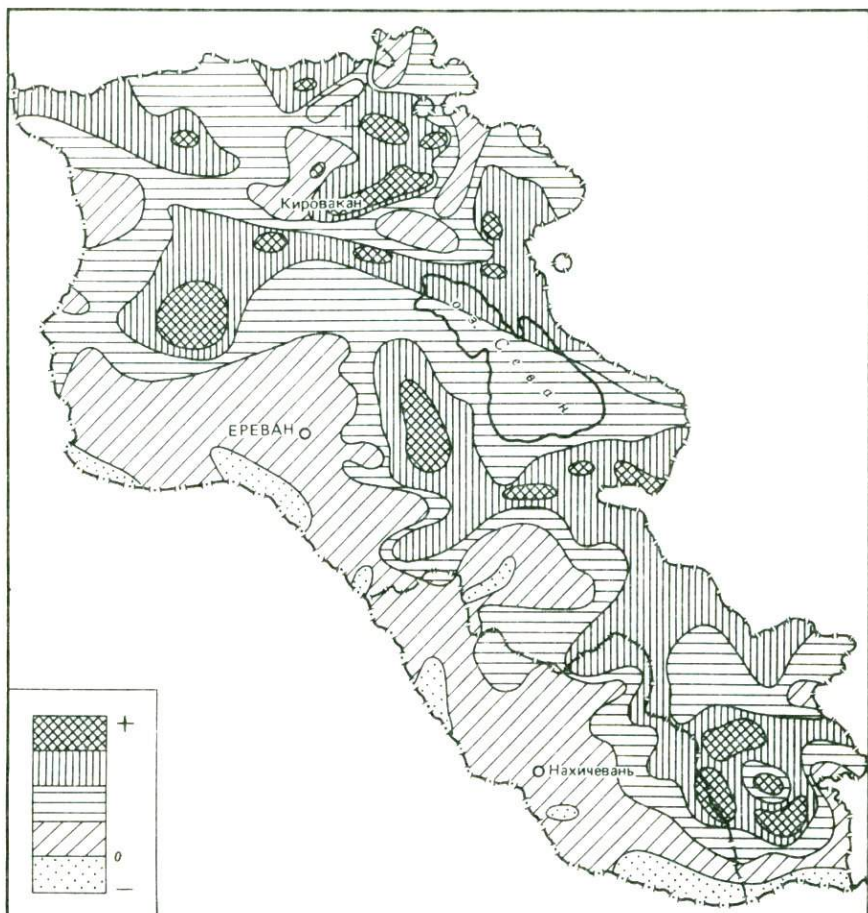


Рис. 4. Гравитационное поле Армянской ССР в редукции Фая

нагорья дают возможность предположить, что отсутствие изостатической компенсации объясняется поднятием и вследствие этого разуплотнением подкорового слоя.

Расчеты показывают, что для восстановления равновесия Араратской долины мощность земной коры должна быть увеличена на 7 км, в зоне моноклиального поднятия северо-восточного склона Антикавказа — на 6 км, области Армянского нагорья — на 8 км [22].

Геодезические данные о современных движениях земной коры на территории Армении показывают, что земная кора в зоне моноклиального поднятия северо-восточного склона Антикавказа продолжает подниматься в настоящее время со скоростью до 2 мм/год. Наиболее интенсивные поднятия происходят в районе Кафанского сегмента со скоростью до 9 мм/год. Приведенные данные свидетельствуют о том, что тектонические силы направлены в сторону еще большего нарушения равновесия, поскольку

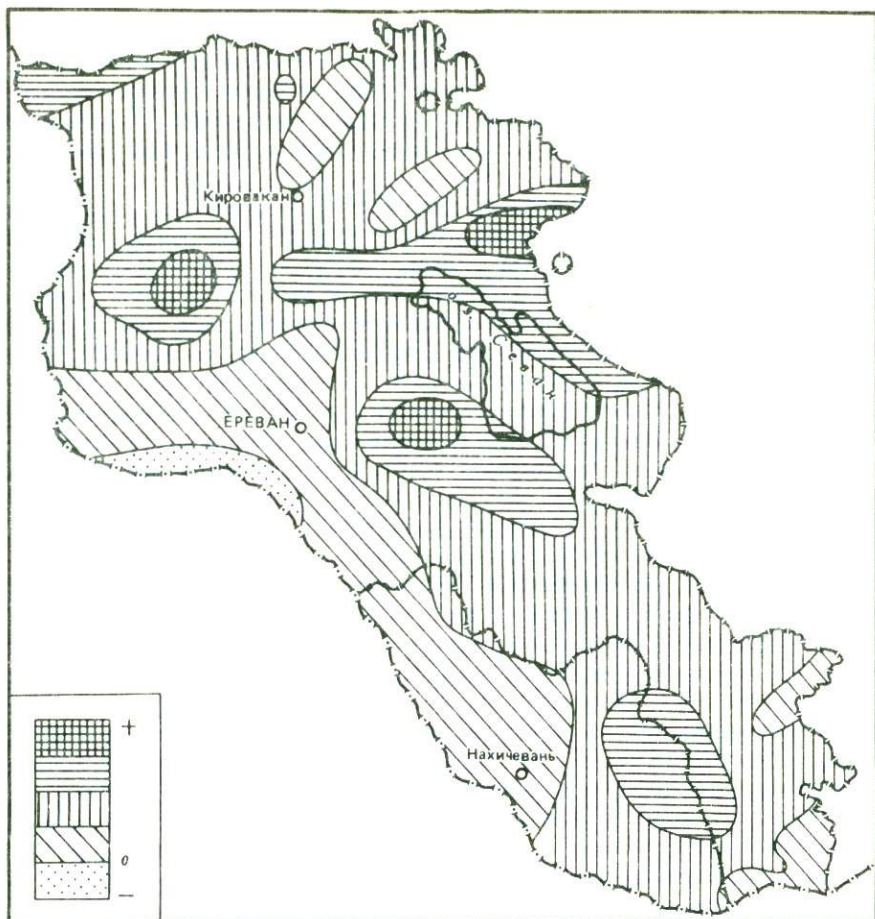


Рис. 5. Гравитационное поле Армянской ССР в редукции Граф-Хантера

ку эти участки земной коры характеризуются положительными изостатическими аномалиями и недостатком мощности земной коры.

Земная кора в центральной части Среднеараксинской зоны, проявляющая тенденцию к подъему (до 3 мм/год), характеризуется также положительными изостатическими аномалиями и недостатком мощности земной коры. В этом же районе расположены эпицентры наиболее сильных землетрясений (в среднем 8-балльные) с большей частотой повторяемости [24].

Центральные районы региона, Нахичеванская АССР, Ширакская долина и часть Араксинской котловины опускаются со скоростью до 8 мм/год, а это означает, что в настоящее время на указанных участках преобладают силы, стремящиеся восстановить равновесие земной коры за счет погружения поверхности М, а следовательно, и за счет увеличения мощности земной коры.

Сопоставление сейсмичности с современными движениями земной коры региона показывает, что между этими явлениями существует взаимосвязь. Очаги наиболее сильных землетрясений (в среднем 8-балльных) расположены в пределах Араратской и Ширакской котловин и в Кафанском сегменте, где происходят наиболее интенсивные современные движения земной коры (до 9 мм/год).

Интенсивность современных движений земной коры при переходе от юго-запада на северо-восток уменьшается, а соответственно с этим убывает сила и частота сейсмических событий [24].

Между сейсмичностью и мощностями, а также изостатическим состоянием земной коры региона также существует определенная связь. Однако соотношения между ними сложные и требуют дальнейшего более подробного изучения.

По мощности земной коры территория республики делится на три зоны: Северо-Восточную, Центральную и Юго-Западную, существенно различающиеся как в геологическом, так и в металлогеническом отношении. Сопоставление этих зон с рудными поясами [10] показывает, что Северо-Восточная (Алаверди-Иджеванская и Горис-Кафанская) зона совпадает с Алаверди-Кафанским поясом, Центральная — с Памбак-Зангезурским, а Севан-Амасийский рудный пояс находится в пределах зоны больших горизонтальных градиентов силы тяжести.

Северо-Восточная зона характеризуется умеренной мощностью земной коры (40—43 км) и почти полным отсутствием отложений среднего и верхнего палеозоя. Алаверди-Иджеванская подзона сложена главным образом вулканогенно-осадочной толщей средней и верхней юры, в составе которой большую роль играют порфириды, туфобрекчии, кератофиры и туфопесчаники. Горис-Кафанская подзона сложена вулканогенной толщей средней и верхней юры, смятой в брахиантиклиналь, прорванную небольшими штоками гранитоидов, альбитофиров и кварцевых порфиров [4].

Связь оруденения с определенными типами земной коры отчетливо проявляется на примере колчеданных месторождений Малого Кавказа, приуроченных к Северо-Восточной зоне, где мощность земной коры колеблется от 40 до 43 км. Здесь колчеданные месторождения, главным образом медные (Алавердское, Шамлугское, Ахтальское, Кафанское и др.), связаны с субвулканами и малыми интрузиями альбитофиров и кварцевых порфиров, входящих в состав кератофиро-порфиритовой формации нижней и средней юры [4]. В структурном отношении эти месторождения приурочены к Алавердскому и Кафанскому антиклинальным поднятиям и зонам больших горизонтальных градиентов силы тяжести.

Алавердинский и Кафанский рудные районы территориально разобщены, однако по величине и характеру гравитационного поля, а также по мощности и структуре земной коры они составляют единую зону.

Центральная зона характеризуется максимальной мощностью земной коры (до 46 км) и сложена наиболее древним комплексом метаморфических сланцев, мрамора, доломитов и гранитов, перекрытых трансгрессивно вулканогенно-осадочными толщами верхнего мела и кайнозоя. Все эти породы интенсивно смяты, разорваны тектоническими нарушениями надвигового типа, небольшими штоками гранитоидов верхнеэоцен-олигоценного возраста. Среди гранитоидов преобладают гранодиориты и квар-

цевые диориты, а в центральной части Памбакского хребта также широко развиты щелочные и нефелиновые сиениты [4].

С этими гранитоидными интрузиями генетически связаны Анкаванское, Агаракское, Каджаранское, Достакертское, Даралагезское и другие медно-молибденовые и полиметаллические месторождения, а также Разданское и Капутанское железорудные месторождения.

Севано-Амасийская структурно-металлическая зона пространственно совпадает с полосой больших горизонтальных градиентов силы тяжести. Мощность земной коры здесь средняя — 44 км. Эта зона нарушена различными разломами, по которым внедрились гипербазиты и габбро. С ними связаны многочисленные месторождения редких и благородных металлов.

Юго-Западная (Среднеараксинская) зона наиболее сложна и разделяется на три части: Центральную (Ереван-Октемберянскую), Араратскую и Советашенскую.

Центральная часть характеризуется средней мощностью земной коры (42–43 км). Здесь буровыми скважинами установлено крупное погребенное горстовое поднятие эопалеозойского фундамента и породы мелового возраста, а среди них — вулканогенные фашии.

Араратская часть отличается максимальной мощностью земной коры (44 км) и совпадает с поперечными выступами герцинского субстрата в районах станций Арарат и Волчы ворота.

Советашенская часть характеризуется умеренной мощностью земной коры (41 км) и пространственно совпадает с одноименной антиклинальной структурой.

В пределах Юго-Западной (Среднеараксинской) зоны почти полностью отсутствуют металлические полезные ископаемые и интрузивный вулканизм. Однако в этой зоне буровыми скважинами установлены на разных глубинах интрузивные тела гранитоидного состава без заметного оруденения.

Сопоставление областей распространения вулканических аппаратов с мощностями и изостатическим состоянием земной коры республики показывает, что вулканоструктурные подзоны: Самсарская, Кечутская, Арагацкая, Гегамская, Айондзор-Веденисская, Сюникская и Кафанская — пространственно расположены в Центральной зоне, где мощность земной коры наибольшая (46 км) и в изостатическом отношении далека от состояния равновесия. К этой зоне приурочено большинство полигенных и моногенных вулканов [27].

Тепловой поток Юго-Западного и Северо-Восточного районов в общем близок к нормальному, хотя изученность его недостаточна. Средние значения теплового потока $1,2 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$, но в центральных районах они превышают $2,4 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ [17].

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Мощность земной коры в пределах республики изменяется от 40 до 46 км. Она возрастает с северо-востока и юго-запада к центральной высокогорной области. Минимальная мощность установлена на северо-востоке, в районах раннеальпийской (киммерийской) складчатости. Наибольшие мощности земной коры наблюдаются в областях среднеальпийской складчатости (неовулканическая зона Малого Кавказа).

2. Характер гравитационных полей в разных редукциях свидетельствует

вует о том, что исследуемая территория далека от состояния изостатического равновесия. Количественные расчеты показывают, что изостатическое равновесие могло бы иметь место при модели с мощностью коры, увеличенной на 8 км.

3. Земная кора территории республики дифференцирована на отдельные крупные блоки, которые в свою очередь тектоническими нарушениями разделяются на более мелкие. Создается своеобразная мозаика блоков — чередующихся относительно поднятых и опущенных участков.

4. Наибольшая сейсмическая активность связана с участками максимальных горизонтальных градиентов аномалий силы тяжести. Особенно сейсмически активны зоны пересечения разломов разных направлений.

5. Намечается пространственная связь между зонами больших горизонтальных градиентов аномалий силы тяжести общекавказского простирания и основными рудными поясами: можно утверждать, что металлогенические особенности отдельных поясов определяются именно разломами указанного простирания.

6. Вулкано-структурные подзоны пространственно расположены в Центральной зоне, где мощность земной коры наибольшая и в изостатическом отношении кора далека от состояния равновесия. В этой зоне расположены полигенные и моногенные вулканы.

7. Зоны высокого теплового потока совпадают с зонами среднеальпийского орогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аджимамудов Э.Б.* О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа. — Докл. АН АрмССР, 1957, т. 24, № 4, с. 167–169.
2. *Андреев Б.А.* Гравитационные аномалии и мощность земной коры континентальных областей. — Докл. АН СССР, 1958, т. 119, № 2, с. 255–256.
3. *Аракелян Р.А., Оганисян Ш.С.* Структурно-формационное районирование территории Армянской ССР в связи с выяснением перспектив нефтегазоносности. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1969, т. 22, № 2, с. 19–30.
4. *Асланян А.Т.* Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 430 с.
5. *Балавадзе Б.К.* Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1957. 123 с.
6. *Габриелян А.А.* Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959. 185 с.
7. *Габриелян А.А.* Новейшая тектоника и сейсмичность Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. — Изв. АН АрмССР. Геол. и геогр. науки, 1963, т. 16, № 4–5, с. 13–19.
8. *Габриелян А.А., Татевосян Л.К.* Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1966, т. 19, № 1–2, с. 21–33.
9. *Гаджиев Р.М.* Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку: Азерб. гос. изд-во, 1965. 200 с.
10. Геология Армянской ССР. Т. 6. Металлические полезные ископаемые. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1967. 540 с.
11. *Глушко П.Я.* О зависимости величин аномалий Буге от мощности земной коры. — В кн.: Строение земной коры и физические свойства горных пород. Киев: Наук. думка, 1965, с. 17–22.
12. *Грушинский Н.П.* О связи поверхности Мохоровичича с рельефом и аномалиями силы тяжести. — Сообщ. Гос. астрон. ин-та им. П.К. Штенберга, 1961. с. 3–25.
13. *Деменицкая Р.М.* Методика пересчета карты аномалий силы тяжести в карту рельефа поверхности Мохоровичича и дальнейшие пути изучения строения земной коры. — Информ. бюл. НИИГА, 1957, вып. 1, с. 7–12.

14. *Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М.* Строение земной коры северо-западной части Армении. — Сов. геология, № 6, 1973, с. 80–91.
15. *Карпетян Н.К.* Годограф сейсмических волн Малого Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, № 1, с. 100–104.
16. *Магакьян И.Г., Мкртчян С.С.* Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. — Изв. АН АрмССР. Геол. и геогр. науки, 1957, № 4, с. 15–19.
17. *Мириджян Р.Т.* Геотермическое районирование территории Армянской ССР. — Изв. АрмССР. Науки о Земле, 1965, т. 18, № 3–4, с. 67–74.
18. *Мудрецова Е.А.* Таблицы топографических и топографо-изостатических поправок по гипотезе Пратта–Хейфорда. М.: Изд-во ГУТК СНК СССР, 1940. 70 с.
19. *Оганисян Ш.С.* О природе региональных аномалий силы тяжести Араратской котловины. — Изв. АН АрмССР. Геол. и геогр. науки, 1958, т. 11, № 1, с. 45–54.
20. *Оганисян Ш.С.* О причинах, вызывающих отрицательные аномалии силы тяжести на территории Арм.ССР. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1966, т. 19, № 1/2, с. 131–138.
21. *Оганисян Ш.С.* Изостатические аномалии силы тяжести и новейшие движения земной коры на территории Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1972, т. 25, № 4, с. 51–55.
22. *Оганисян Ш.С.* Строение земной коры территории Армении. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1977, т. 30, № 4/5, с. 142–156.
23. *Паффенгольц К.Н.* Сейсмотектоника Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1946. 111 с.
24. *Пирузян С.А.* Опыт детального сейсмического районирования территории Большого Ереванского района. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1969. 92 с.
25. *Сажина Н.Б.* Мощность земной коры и связь ее с рельефом и аномалиями силы тяжести. — Сов. геология, 1962, № 8, с. 151–157.
26. *Татевосян Л.К.* Некоторые черты глубинного строения земной коры в области Кавказа по геометрическим данным. — Изв. АН АрмССР. Геол. и геогр. науки, 1961, № 5, с. 16–20.
27. *Ширинян Г.К.* К вопросу о новейших (верхнеплиоцен-четвертичных) вулканических формациях Армении. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1975, т. 28, вып. 1, с. 3–15.

М.М. Семендуев

**РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ
ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ СЕВЕРНОГО КAVKAZA
И ИХ ВОЗМОЖНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА
(качественная модель земной коры)**

Выделение региональных элементов потенциальных полей и выяснение их геологической природы можно рассматривать как важное направление геофизических исследований, начало которому было положено работами А.Д. Архангельского и В.В. Федынского в 30-е годы. Изучение горизонтальной неоднородности земной коры территории СССР проводится обычно на основе анализа геофизических полей. Однако построенные к настоящему времени схемы строения земной коры всей территории СССР дают лишь самые общие представления о распределении разнородных элементов, чего на современном этапе изучения строения и развития земной коры уже недостаточно. Детальные же исследования структуры земной коры часто охватывают лишь небольшие регионы. Поэтому возникает необходимость в связующем звене между исследованиями строения земной коры по отдельным регионам и по территории СССР в целом, т.е. в региональных и межрегиональных геолого-геофизических обобщениях. Именно в таком свете следует рассматривать проведенное нами районирование гравитационного поля (в редукции Буге) Северо-Кавказского региона и его геологическую интерпретацию.

Данную работу можно считать обоснованным вариантом качественной модели земной коры Северного Кавказа и его обрамления. В связи с тем что территория Предкавказья пересекается лишь одним профилем ГСЗ (Волгоград–Нахичевань) и опорных данных для расчета количественных моделей земной коры недостаточно, проведенная геологическая интерпретация может быть использована в дальнейшем для построения априорных геологических моделей земной коры при гравитационном моделировании территории Северного Кавказа.

Районирование гравитационных аномалий Северного Кавказа и прилегающих акваторий проводилось нами с учетом существующих тектонических представлений и априорных геолого-геофизических данных, для чего привлекались изданные геолого-тектонические карты, опубликованные структурно-тектонические схемы и другие материалы разных авторов.

Региональные элементы гравитационного поля подразделяются на элементы I и II порядков. К элементам I порядка мы относим полосы или группы аномалий с размерами 400–1000 км. Элементы II порядка имеют размеры 100–400 км. При этом сравнительно узкие и протяженные системы аномалий названы поясами, мегазонами или зонами. При изометричной форме региональные элементы поля названы суперблоками, мегаблоками, блоками или просто максимумами или минимумами. Всего в пределах Северо-Кавказского региона и прилегающих акваторий Черного и Каспийского морей нами выделено 12 элементов I порядка и 21 элемент II порядка (см. рисунок).

На территории Северного Приазовья установлен Южно-Украинско-Ростовский мегаблок интенсивного, преимущественно повышенного поля (I), который охватывает южный склон Украинского кристаллического щита, Приазовский массив и его Ростовский выступ. Повышение регионального гравитационного фона объясняется здесь близостью к дневной поверхности докембрийского кристаллического фундамента. Отдельные максимумы, как правило, соответствуют зонам развития амфиболитов, чарнокитов, железистых кварцитов и других пород.

Южнее этого элемента расположена субширотная Северо-Азовская зона минимумов (I), которая приурочена к Северо-Азовскому прогибу, выделяемому здесь многими исследователями [4].

В пределах западной части Скифской плиты выделен протяженный Азовско-Минераловодский пояс максимумов (II), состоящий из нескольких элементов II порядка, фиксирующих известные положительные структурно-тектонические элементы фундамента и платформенного чехла. Так, Кропоткинско-Южно-Ставропольская зона максимумов (3) охватывает Армавири-Невинномысский вал и часть Минераловодского выступа [12], а также Кропоткинско-Алексеевский вал [8]. Азово-Березанская зона максимумов (2) отражает систему поднятий, обрамляющих с севера Индоло-Кубанский прогиб. Здесь можно отметить Каневско-Березанский и Азовский валы [4].

От Керченского полуострова до Каспийского моря протягивается Индоло-Кубанско-Каспийский пояс минимумов (III), который отражает положение системы прогибов и впадин, обрамляющих с севера горно-складчатые сооружения Крыма и Кавказа. Этот пояс делится, в соответствии с тектонической позицией, на Индоло-Кубанскую (4) и Терско-Каспийскую (6) мегазоны минимумов и Восточно-Кубанскую зону минимумов (5), которые примерно соответствуют Индоло-Кубанскому и Терско-Каспийскому передовым прогибам [11] и Восточно-Кубанской впадине [8].

В пределах Крыма и Северо-Западного Кавказа выделяется Крымско-Западно-Кавказский пояс максимумов (IV), состоящий из Крымской и Западно-Кавказской зон максимумов и Новороссийского максимума. Крымская зона оконтуривает Крымский ороген (за пределами Северо-Кавказского региона) и его подводные продолжения. Наличие гравитационного максимума в Горном Крыму привело в свое время некоторых исследователей к ошибочному заключению о небольшой мощности земной коры (до 30 км) в этом районе. В настоящее время по данным ГСЗ установлена [5, 6] повышенная мощность земной коры Горного Крыма (до 45–48 км) при отсутствии "гранитного" корня и некотором подъеме кровли "базальтового" слоя. Кажущееся несоответствие между гравитационной характеристикой и большой мощностью земной коры объясняется, с нашей точки зрения, геотектонической природой Горного Крыма. По мнению Я.П. Маловицкого [9], Горный Крым следует рассматривать как специфическую структурную форму эпигерцинской платформы. Иными словами, Горный Крым относится к классу эпиплатформенных орогенов. По нашему мнению, своеобразие подобных структур состоит в том, что отсутствие больших объемов осадочного выполнения перед орогенным этапом препятствует формированию "гранитных" корней горных сооружений. В результате повышение мощности земной коры не сопровождается

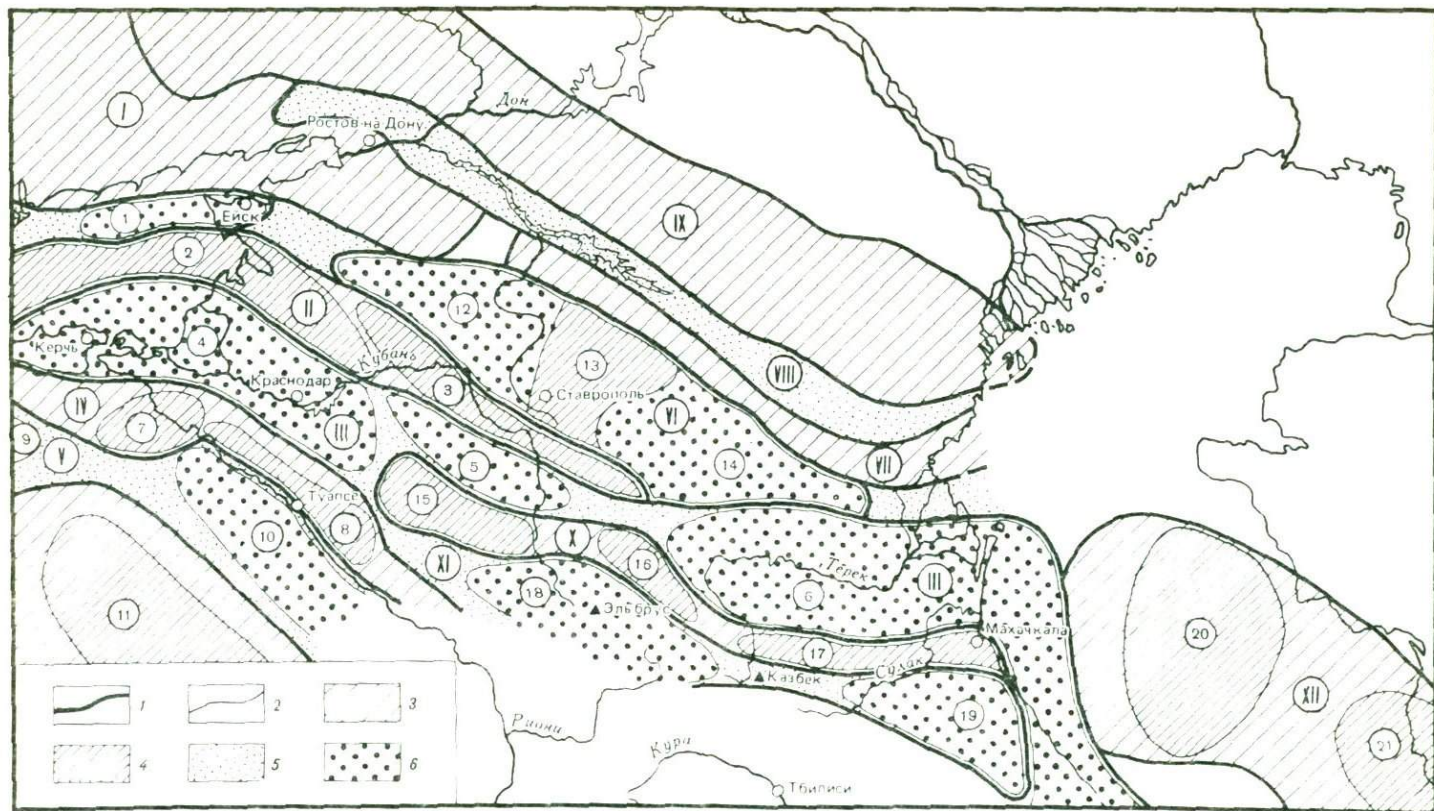


Схема региональных гравитационных аномалий в редукции Буге Северного Кавказа

1, 2 – границы региональных аномалий: 1 – I порядка; 2 – II порядка; 3–4 – повышенные аномалии: 3 – I порядка, 4 – II порядка; 5–6 – пониженные аномалии: 5 – I порядка, 6 – II порядка. Наименования региональных элементов гравитационного поля в соответствии с их нумерацией см. в тексте

образованием отрицательных аномалий Буге. Более того, в геодинамической обстановке сжатия, сопровождающей горообразование, может происходить некоторый подъем кровли "базальтового" слоя и уплотнение горных пород, в результате чего подобные структуры отображаются повышенными аномалиями силы тяжести.

Новороссийский (7) и Западно-Кавказский (8) максимумы обычно выделяются как единый элемент. Но ввиду различия в интенсивности аномалий и в их ориентировке мы их разделили. Природа этих максимумов, по-видимому, сходна с природой Крымского максимума. Об этом свидетельствует их общая геотектоническая позиция между субокеанической впадиной Черного моря и краевой частью Скифской плиты. Отсюда можно сделать вывод, что земная кора Северо-Западного Кавказа также характеризуется повышенной мощностью, но утолщения "гранитного" слоя здесь нет; следовательно, Северо-Западный Кавказ, возможно, следует относить к классу эциплатформенных орогенов или к зоне парагеосинклинали (в понимании В.В. Белоусова).

В северной части Черного моря фиксируется Южно-Крымско-Прикавказский пояс минимумов (V), подразделяющийся на Прикавказскую и Южно-Крымскую зоны. Прикавказская зона минимумов (10) территориально приурочена к Туапсинскому прогибу, выделяемому здесь некоторыми исследователями [3, 10, 13, 15]. Южно-Крымская зона минимумов (9) охватывает известный прогиб Сорокина, выявленный здесь по сейсмическим данным [15].

В глубоководной части Черного моря выделяется Восточно-Черноморский мегаблок интенсивного повышенного поля (11). Большинство исследователей причиной гравитационного максимума считают здесь утонение земной коры и выклинивание "гранитного" слоя. Такая интерпретация согласуется с данным ГСЗ и сейсмологии.

В центральной части Предкавказья нами выделяется региональный элемент I порядка – Тихорецко-Прикумский мегаблок знакопеременного преимущественно пониженного поля (VI), состоящий из Тихорецкого и Черноморского блоков пониженного поля и Ставропольского блока относительно повышенного поля. Тихорецкий блок (12) занимает территорию Тихорецко-Кропоткинской депрессионной зоны [11] и прилегающие участки с пониженным залеганием складчатого основания. Ставропольский блок относительно повышенного поля (13) отражает положение Ставропольского сводового поднятия, в частности Северо-Ставропольского вала и мелких впадин южнее этого вала [14]. При этом наблюдается прямое соответствие между рельефом поверхности складчатого основания и относительным знаком гравитационных аномалий. Черноморский блок пониженного поля (14) приурочен в плане к Черноморскому прогибу [11].

Севернее Тихорецко-Прикумского мегаблока расположено Сальско-Кизлярский пояс максимумов (VII), который охватывает ряд положительных структурных элементов: Сальский вал и Арзгирское поднятие Центрального Предкавказья и Прикумско-Тюленевский мегавал в Восточном Предкавказье [14].

Кумо-Манычский пояс минимумов (VIII) отображает в плане систему Манычских прогибов, которая отделяет кряж Карпинского от центральной части Скифской плиты и Донецкое складчатое сооружение от Ростовского выступа.

Севернее в гравитационном поле фиксируется протяженный Донбассо-Каспийский пояс максимумов (IX), который охватывает Донецкое складчатое сооружение, кряж Карпинского и оканчивается в Каспийском море примерно у 49° в.д.

Между южным краем Скифской плиты и осевой частью мегантиклинория Большого Кавказа нами выделен Северо-Кавказский пояс максимумов (X). Он охватывает в основном районы предгорий и среднегорий (высотой до 2500 м) и состоит из Джегутинско-Псебайской (15), Кисловодско-Нальчикской (16) и Орджоникидзе-Махачкалинской (17) зон относительных максимумов. Природа этих максимумов не совсем ясна. Некоторые исследователи [2] относят подобные аномалии к "предгорным" максимумам и связывают повышение значений гравитационного поля с уменьшением мощности осадочного чехла и близким залеганием магматических пород основного состава, которые внедряются вдоль зон глубинных разломов, расположенных между горным сооружением и прилегающими к нему депрессиями. Не отрицая возможного влияния этих факторов, хочется указать на следующее обстоятельство. Не исключено, что "предгорные" антиклинории, расположенные на краю геосинклинали, не испытали полного цикла геосинклинального развития (зона парагеосинклинали, не охваченная инверсией), в связи с чем горообразование не сопровождалось формированием "гранитных" корней, что является предпосылкой для наблюдаемого повышения гравитационного слоя.

Высокогорную часть Большого Кавказа занимает Кавказский суперблок интенсивного пониженного поля (XI), подразделяющийся на Центрально-Кавказский (18) и Дагестанский (19) минимумы. Мощность земной коры по данным ГСЗ достигает здесь 50 км и более [1, 5], что сопровождается также утолщением "гранитного" слоя [1]. Большинство исследователей считают указанные особенности структуры земной коры причиной наблюдаемых здесь интенсивных минимумов.

Центральную часть Каспийского моря и залив Кара-Богаз-Гол занимает обширный Среднекаспийско-Карабогазский мегаблок преимущественно повышенного поля (XII). В его составе обособляются Среднекаспийский (20) и Карабогазский (21) максимумы. В тектоническом плане этот региональный элемент охватывает западную часть Туркменской антеклизы, включающей Среднекаспийский и Карабогазский своды [7]. Поднятие поверхности фундамента [14] достаточно определенно свидетельствует о природе указанных аномалий.

Таким образом, проведенный анализ региональной структуры гравитационного поля Северного Кавказа и прилегающих акваторий Черного и Каспийского морей показал тесную связь аномалий Буге с геологической структурой и поведением глубинных границ раздела земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш.А., Балавадзе Б.К., Гамкрелидзе И.П. и др. Геолого-геофизические особенности строения земной коры и верхней мантии Черноморско-Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса. — В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977, с. 70–84.
2. Али-Заде А.А., Ахмедов Г.А., Куликов В.И. Глубинное строение Азербайджана

- по геолого-геофизическим данным. — В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. М.: Недра, 1965, с. 115–167.
3. *Андреев В.М.* Краевые прогибы Крыма и Кавказа в Черном море. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 11, с. 130–133.
 4. *Байдов Ф.К., Гаркаленко И.А., Гончаров В.П.* и др. О глубинном строении Черноморской впадины и смежных областей Причерноморья. — В кн.: Тектоника и сейсмичность Причерноморья и Черноморской впадины. Кишинев: Штиинца, 1974, с. 3–51.
 5. *Вольвовский И.С., Шлезингер А.Е.* Положение Черноморской и Южно-Каспийской впадин в структуре земной коры. — В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М.: Наука, 1975, с. 44–64.
 6. *Гаркаленко И.А.* Земная кора западной части Черноморской впадины и прилегающих районов Скифской плиты. — В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М.: Наука, 1975, с. 65–80.
 7. Карта тектонического районирования юга СССР. Масштаб 1:2 500 000/Под ред. Г.Х. Дикенштейна. М.: ГУГК, 1974.
 8. *Корнеев В.И., Крипиневиц В.Л.* Строение поверхности палеозойского фундамента и триасового структурного этажа Северо-Западного Предкавказья. — В кн.: Тектоника и сейсмичность Причерноморья и Черноморской впадины. Кишинев: Штиинца, 1974, с. 114–123.
 9. *Маловицкий Я.П.* О геотектонической природе Горного Крыма. — Морская геология и геофизика, 1972, вып. 3, с. 67–73.
 10. *Милашин А.П.* К вопросу о тектонике Черноморской мегавпадины. — Геол. журн. АН УССР, 1978, т. 38, вып. 6, с. 124–128.
 11. Обзорная тектоническая карта юга Европейской части СССР. Масштаб 1:1 000 000/Под ред. М.Ф. Мирчинка. М.: ГУГК, 1966.
 12. *Пустильников М.Р.* К тектонике Западного и Центрального Предкавказья. — Геотектоника, 1968, № 1, с. 52–69.
 13. Строение и нефтегазоносность северной части Черного моря и сопредельных территорий/В.Б. Порфирьев, В.Б. Соллогуб, А.В. Чекунов и др. Киев: Наук. думка, 1978. 158 с.
 14. Тектоническая карта нефтегазоносных областей СССР. Масштаб 1:2 500 000/Под ред. Л.Н. Розанова. М.: ВАГТ, 1970.
 15. *Туголесов Д.А.* Современная структура Черноморской впадины. — Сов. геология, 1976, № 7, с. 72–86.

Г.Е. Гутунава

К ВОПРОСУ ВЗАИМОСВЯЗИ НЕКОТОРЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ КAVKAZA

В настоящей работе обсуждается вопрос взаимообусловленности глубинного строения и геотермического поля, в частности возможного механизма возникновения и "миграции" поверхности М, а также их связи с геомагнитными, геоэлектрическими, гравитационными и сейсмическими полями [10–12, 14]. Здесь же в связи с трудностями, возникающими перед геоэлектрикой [35] при интерпретации данных электромагнитного комплекса, рассмотрены геотермическая и геоэлектрическая модели, базирующиеся на комплексе "влажной", "сухой" и конвекционной моделей, отвечающих в общих чертах как данным электромагнитного комплекса, так и результатам других геофизических методов.

1. Взаимосвязь глубинного геологического строения региона с геотермическими полями общеизвестна. Проведенные трехмерные геотермические расчеты с учетом рельефа местности, гранитного фундамента, поверхностей К и М, а также генерации тепла [2, 3] полностью подтверждают это положение для условий Кавказа, обсуждаемое в работах [10–12], значительно углубляя его, в первую очередь в аспекте возможной генетической взаимосвязи поверхности М с изотермой 500–700°С изучаемого региона.

Эта взаимосвязь представляется следующим образом: предполагается, что область изотермы 500–700°С является зоной полурасплава "гранитов" и "базальтов" в присутствии влаги (парциальное давление воды рН₂O возрастает до глубин порядка 25 км, а затем плавно уменьшается) [19, 22], проявляющегося в виде зон волновода, аномальной электропроводности, разуплотнения и др. [4, 10–12, 14, 31].

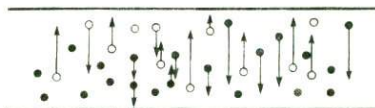
В работе [20] показано, что в планетарных масштабах на глубинах порядка 30 км в узкой полосе происходит резкое нарастание напряжений. Эти глубины соответствуют "базальтовому" слою. Имеются сведения, что над поверхностью М породы находятся в псевдопластичном (микротрещиноватом) состоянии [21].

Сопоставляя оба вышеотмеченных факта, можно предположить, что напряжения, рассмотренные в работе [20], ответственны за эту раздробленность, что привлекает внимание в аспекте генезиса коровой электропроводности.

В работе [21] "базальт" рассматривается как раздробленная зона. Следовательно, трещины могут быть насыщены влагой и содержать ее, возможно, в больших количествах, чем вышележащие горизонты. Раздробленность и водонасыщенность "базальтов" является хорошей предпосылкой для возникновения в этих областях повышенной электропроводности, однако эта повышенная электропроводность возникает лишь в низах "базальтового" слоя [10, 11, 16], верхи же его (несмотря на трещиноватость и влагонасыщенность) высокоомны. Недостающим звеном в процессе

возникновения повышенной электропроводности, по-видимому, надо считать достижение температуры плавления увлажненных "базальтов". Как показывают исследования на Кавказе [2, 3, 10, 12], эти температуры достигаются в низах "базальта". По достижении температуры плавления влажными "базальтами" трещины начинают оплавляться и заполняться расплавом. Соединение оплавленных трещин в цепочки создает предпосылки для возникновения сквозной электропроводности. В то же время происходит уменьшение объема вещества, вследствие чего образуются пустоты [27] и вакансии в кристаллах, способствующие диффузии. В таких случаях благодаря гравитационной неустойчивости начинает действовать механизм как бы направленной диффузии — гравитационной дифференциации [4]; легкие частицы всплывают, тяжелые тонут (рис. 1). Обогащаясь тяжелой компонентой, низы этого слоя в то же время лишаются

Рис. 1. Схема разделения "тяжелой" и "легкой" фракций полурасплава



и влаги, и, несмотря на повышение температуры с глубиной, интенсивность плавления (по глубине) затухает, вплоть до возникновения твердой фазы, воспринимаемой нами, возможно, в виде поверхности М. В случае большой длительности процесса вся влага уйдет [9] также и из области полурасплава и плавление прекратится. В процессе плавления вследствие конвекции происходит интенсивный перенос тепла в верхние горизонты. Это понижает температурный градиент в низах расплава, что также способствует возникновению твердой фазы.

Может случиться и так, что изотерма $500\text{--}700^\circ\text{C}$, как это будет видно из дальнейшего, в случае остывания, характерного для щитов, платформ, уйдет под уже образовавшуюся поверхность М. Таким образом, по-видимому, может происходить вырождение области полурасплава, а поверхность М будет продолжать свое существование, так как здесь уже произошло гравитационное перераспределение химического вещества коры.

Рассмотрим случай, когда изотерма $500\text{--}700^\circ\text{C}$ приближается к дневной поверхности. Если изотерма перемещается вверх с определенной скоростью, достаточной для полного формирования поверхности М, т.е. осаждения необходимой для этого тяжелой компоненты, то поверхность эта будет постепенно следовать за изотермой. В том случае, если изотерма $500\text{--}700^\circ\text{C}$ на какое-то время прекратит свое поступательное движение, то, как отмечалось выше, из зоны полурасплава может уйти вся влага и плавление прекратится. И теперь, если даже изотерма 600°C (в среднем) вновь начнет двигаться вверх, зона полурасплава возникнет лишь после прохождения обезвоженной зоны "гранита" или "базальта", т.е. выше зоны генетического вырождения когда-то существовавшего полурасплава. В случае достижения поднимающейся изотермой 600°C "увлажненной" зоны начнется новый цикл плавления пород ("базальтового" или "гранитного" состава), а следовательно, и процесс выпадения тяжелой компоненты. Так может зародиться новая площадка поверхности М [26], лежащая выше слоя, из которого ушла влага, а состав его был либо "базальтового", либо "гранит-

ного" типа. Этим можно объяснить факт, описанный в работе [25]: "...Породы типа "гранита" находятся и в нижних частях земной коры, под "базальтовым" слоем, непосредственно под разделом Мохо".

Процесс "выпадения" тяжелой компоненты может зaйти столь далеко, что в узкой области непосредственно под границей М могут наблюдаться аномально высокие скорости сейсмических волн [16]. Отметим, кстати, что в работе [16] подтверждается существование в коре Кавказа зон разуплотнения (аномальной электропроводности), высказанное в работах [10–12]. Сопоставление данных сейсмоки [16] и геотермических расчетов [2, 3] свидетельствует в пользу того, что плавление происходит лишь в узком интервале температур (500–700°С).

С позиций предлагаемого механизма легко можно объяснить и природу возникновения "безгранитной" зоны Черного и Каспийского морей. Как показано в работе [10], изотерма 500–700°С под акваториями этих морей испытывает резкое воздымание, почти касаясь подошвы мощного осадочного комплекса, развитого под обоими морями. Следовательно, если когда-то здесь и существовал "гранитный" слой, он мог выродиться, испытав "базальтизацию" в соответствии с приведенным механизмом, отличным от механизма, предлагаемого С.И. Субботиным для континентов, а Х.Х. Хесом — для океанов [28, 32]; одновременно подтверждается мысль о том, что возникновение безгранитной зоны в акваториях Черного и Каспийского морей можно объяснить одними поверхностными факторами, без привлечения глубинных явлений [28], хотя сам процесс возникновения впадины все-таки, по-видимому, связан с глубинными процессами. Если рассматривать образование безгранитной зоны с предлагаемых позиций, то нет никакой необходимости в понятии "особого черноморского типа коры" [28], а все подчиняется единому механизму, пригодному как для Кавказского перешейка, так и для акваторий Черного и Каспийского морей.

2. Все вышеизложенное относилось к самому механизму возникновения слоя частичного расплава, который, как показано в работе [10], может испытывать значительные перепады глубин залегания.

С этих позиций интересно сопоставление карт глубины залегания поверхности М [1] и изотермы 600°С [10]. Из этого сопоставления следует, что почти по всей территории Кавказа изотерма 600°С располагается над поверхностью М [10]; исключение составляют Предкавказье и в некоторой степени область акватории Черного моря. Нам представляется, что в акватории Черного моря изотерма 600°С совпадает с поверхностью М, такую картину мы получаем по двум причинам: во-первых, из-за недоучета (при расчетах) изменения теплопроводности λ в зависимости от температуры [10] и, во-вторых, из-за недоучета теплогенерации в этой области. Данный тезис требует пояснения. Если рассматривать модель с позиций механизма "базальтизации", описанного выше и в работе [10], получается, что "гранитный" слой, существовавший ранее, был переработан в "базальтовый", а радиогенное вещество "бывшего гранитного" слоя должно находиться в переработанном "базальтовом" слое и по сей день. Его-то мы и недоучитываем в наших расчетах. Учтя оба эти фактора, мы, по-видимому, получим на поверхности М под акваторией Черного моря температуры такие же, как и под Кавказским перешейком, т.е. порядка 700°С.

3. Рассмотрим и ту возможность, которую предоставляет нам расчетная

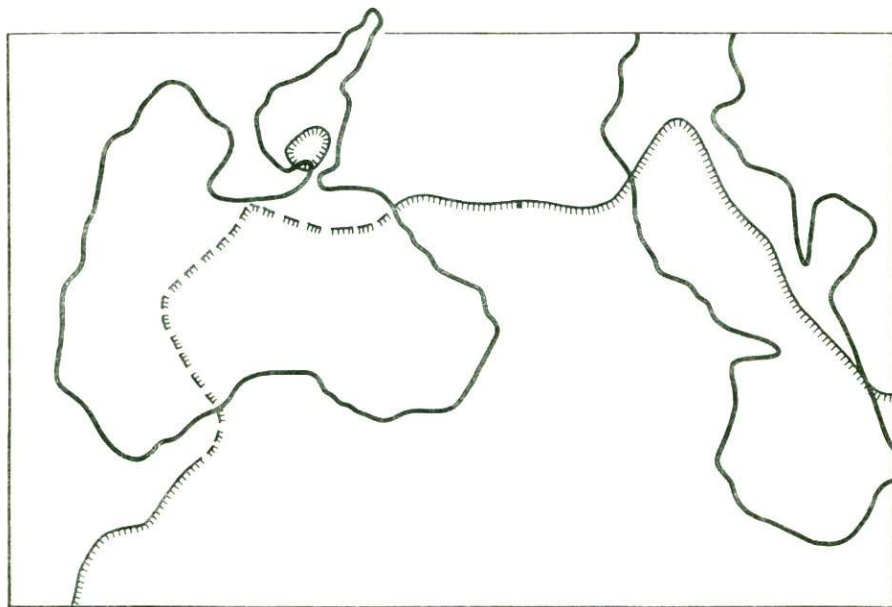


Рис. 2. Схема распространения коровой электропроводности на Кавказе и в акваториях Черного и Каспийского морей. Линией со штрихами показана область частичного плавления

модель [2, 3] в области акватории Черного моря. В этом случае мы имеем ситуацию, при которой в центральной части Черного моря изотерма 600°C находится на поверхности М. Что же касается периферийных частей ее, то здесь изотерма 600°C уходит под поверхность М, чтобы вновь на территории Кавказа, прилегающей к Черному морю, обосноваться над поверхностью М. Такая система кольцом опоясывает Черное море – этот факт можно проверить по наличию или отсутствию в данной части акватории магнитных аномалий и методом ГМТЗ. Тем не менее, учитывая уменьшение температуры плавления "базальтов" и "гранитов" с уменьшением давления (глубины залегания), можно полагать, что по всей акватории Черного моря над поверхностью М (здесь резко уменьшается глубина залегания поверхности М), несмотря на некоторое уменьшение температуры на этой поверхности (до $500\text{--}550^{\circ}\text{C}$), имеется зона полурасплава.

Что же касается Предкавказья, на территории которого изотерма 600°C резко уходит под поверхность М, то, исходя из предлагаемого механизма генезиса поверхности М, следует, что при "образовании" этой поверхности изотерма 600°C находилась над поверхностью М. Уход этой изотермы под поверхность М свидетельствует, во-первых, об остывании региона и, во-вторых, о "вырождении" области полурасплава (волновода, зоны аномальной электропроводности и др.) в этом регионе, что подтверждается данными ГМТЗ [7, 10].

Совместный анализ карт глубины залегания изотермы 600°C [2, 3] и поверхности М [1], а также учет изменения температуры плавления с глубиной позволяют построить карту возможного распределения областей

частичного расплава в коре Кавказа (см. рис. 2), а следовательно, областей разуплотнения, волновода, аномальной электропроводности и др. Оговорим, что все эти выводы репрезентативны в рамках стационарной геотермической модели [2, 3], в случае же нестационарной модели область частичного расплава несколько сузится. Эта картина в общем находит свое подтверждение как на Кавказе, так и в Закаспии [10].

Подход к строению региона Кавказа с позиций рассматриваемого механизма раскрывает новые возможности перед магнитотеллурическими исследованиями этой территории.

Известно, что суммарная продольная проводимость S довольно неоднородно распределена по территории Кавказа [10, 33], что должно было бы вызвать искажения кривых ГМТЗ так называемого гальванического и индукционного типа [6]. Гальванические искажения могут возникать из-за отсутствия гальванической связи глубинных структур с поверхностными [6], в случае же наличия таковой гальванические искажения становятся минимальными.

Как уже отмечалось, исходя из геотермических расчетов [2, 3, 10–12] и ряда других данных [13, 16, 33 и др.], под Закавказьем и акваториями Черного и Каспийского морей можно полагать существование горизонта частичного расплава (см. рис. 2) на глубинах 20–55 км, при этом глубины в 20 км характерны для вулканических областей и акваторий обоих морей. В то же время Черное и Каспийское моря являются мощными токоносящими системами, которые должны были бы замыкаться через осадочные образования Кавказского перешейка, однако в силу того, что под акваториями проводящий горизонт вплотную подходит к поверхности проводящих осадков, ток будет течь и через слой аномальной электропроводности в коре. Помимо этого, весь Кавказ сечется системой глубинных разломов, уходящих глубоко в мантию [18, 24]; вся эта раздробленная система должна быть хорошо проводящей. Наличие этих двух систем должно обеспечить гальваническую связь поверхностных и глубинных структур вплоть до мантийных, устраняя тем самым предпосылки для возникновения гальванических искажений. Что же касается индукционных искажений, то они должны быть достаточно малыми [10] и в незначительной мере искажать кривые ГМТЗ.

4. В работах [10, 14, 15] обсуждался вопрос возможной обусловленности геомагнитных региональных аномалий распределением зарядов вдоль границ корового проводящего горизонта (независимых от распределения температур Кюри по глубине).

Предположим, что коровый проводящий горизонт или одна из его кромок насыщены зарядами одного знака. Вращение Земли, являющейся неинерциальной системой, обуславливает возникновение магнитного поля, которое можно наблюдать в той же координатной системе [30, 34].

Вычисленное (по этой модели) геомагнитное поле для региона Цител-Цкаройской аномалии и прилегающих областей дало хорошую корреляцию с наблюдаемым [10, 15]. С этих позиций интересно высказывание Н.Б. Беляевского [5] о том, что в районе южной части Черноморской впадины магнитовозмущающее тело должно находиться либо на дне моря, либо немного глубже его дна. Если теперь вспомнить, что под Черным морем слой аномальной электропроводности вплотную подходит к оса-

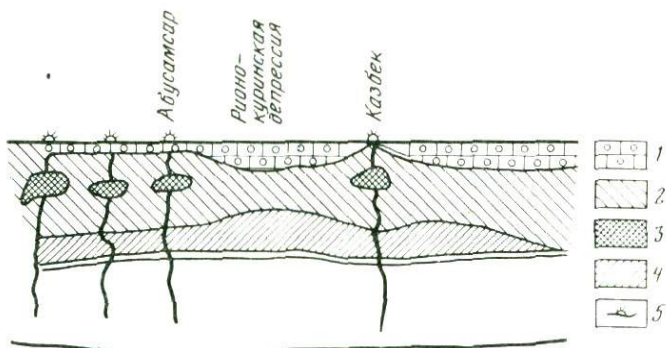


Рис. 3. Схематическое распределение (по глубине) коровой электропроводности вдоль профиля, пересекающего Кавказ с юга на север

1 — проводящий осадочный комплекс; 2 — непроводящее тело фундамента; 3 — проводящие останцы вулканизма; 4 — коровый проводящий горизонт, обусловленный частичным плавлением влагонасыщенных "гранитов" и "базальтов" по достижении температур 500–700°С; 5 — вулканы

дочному комплексу бассейна, и принять геомагнитную модель, описанную выше [15], нетрудно увидеть, что магнитовозмущающее тело должно действительно лежать под самым дном Черного моря. Аналогичные рассуждения правомерны и относительно Каспийского моря.

5. В связи с распределением по глубине полурасплава в коре Кавказа встает интересный вопрос об упругих напряжениях, могущих возникнуть в пределах региона. Он уже обсуждался в литературе [29], тем не менее мы позволим себе вернуться к нему в связи с тем, что модель строения Кавказа, рассматриваемая в настоящей работе, несколько отлична от [29]. Основное различие моделей заключается в том, что под Большим Кавказом по модели [29] зона расплава воздымается до глубин порядка 20 км, тогда как модель, рассматриваемая в настоящей работе, предполагает погружение основной зоны расплава на глубины 50–55 км (рис. 3). Что же касается зоны расплава на глубине 20 км, то, как показывают исследования последних лет, это локальное тело является "неостывшей", а поэтому и электропроводящей интрузией в теле Большого Кавказа [23]. Такая модель должна значительно изменить представления о распределении упругих напряжений в коре Кавказа [29].

Выше уже отмечалось, что зона полурасплава на Северном Кавказе вырождается. Следовательно, если рассматривать систему Большого Кавказа с позиций механизма упругих напряжений, предложенного в работе [4], мы имеем тело, сползающее по разуплотненной зоне, как по смазочному материалу, в северном направлении и упирающееся в Евразийскую плиту (где разуплотненная зона вырождается). По Е.В. Артюшкову, горизонтальные неоднородности в коре в поле силы тяжести являются источниками значительной упругой потенциальной энергии, возникают большие отклонения напряжений от нормальных. Мощные неоднородности в данном случае создаются земной корой, "плавающей" на подстилающем разуплотненном основании (полурасплаве). Исходя из рассматриваемой модели и механизма, предложенного в работе [4], под Большим Кавказом могут наблюдаться лишь напряжения сжатия, в основном в низах коры.

В соответствии с рассматриваемой моделью, слой полурасплава наиболее приподнят в осевой части западного и восточного погружения Грузинской глыбы и на ее продолжениях, в акваториях Черного и Каспийского морей. Картина такова, какой она была бы при соединении вершинами (в районе Дзирульского массива) двух перевернутых трехосных полуэллипсоидов [10]. Тогда в осевой части полуэллипсоида при переходе на погружающиеся крылья мы будем наблюдать напряжения растяжений; в областях же погружения — напряжения сжатия. В этом аспекте значительный интерес должны представлять области акваторий Черного и Каспийского морей и прилегающих к ним регионов, в первую очередь Кавказа. Здесь, по-видимому, представлена довольно сложная картина распределения напряжений. В центральной части Черного и Каспийского морей, где слой полураспада максимально приближается к поверхности Земли, будут наблюдаться напряжения растяжений. Надо полагать, что во всех остальных областях будут наблюдаться напряжения сжатия [29], хотя в причерноморской части Аджаро-Триалетской системы, в области Приэльбурсыя-Каспийского моря, а также Большого Кавказа в районе обоих морей, по-видимому, могут наблюдаться касательные (скальвающие) напряжения. Кстати, наличие или отсутствие напряжения в центральной части акваторий Черного моря адекватно соответственно наличию или отсутствию там разуплотненной зоны, что позволяет более уверенно внести коррективы в обсуждавшиеся выше геометрические расчеты этой части планшета.

6. На территории Кавказа на глубинах порядка 300–400 км методами ГМТЗ выявлен еще один проводящий горизонт. В связи с этим встают два вопроса: во-первых, как объяснить, что в активной зоне, такой, как Кавказ, проводящий слой (надо полагать, что он представлен расплавом по достижении 1200–1500°С температур) залегает на столь значительных глубинах, и, во-вторых, чем объяснить уменьшение проводимости еще и на глубинах порядка 500–900 км, наблюдаемое на Кавказе и в других регионах планеты [17]. Представляется, что на первый вопрос можно ответить, предположив вклинивание (субдукцию) холодной литосферной плиты под эту область [10].

Возвращаясь к вопросу о том, как объяснить уменьшение проводимости на глубинах 500–900 км, отметим, что такая модель глубинной электропроводности [10–17] адекватна модели *d* Б. Лахири и А. Прайса [38]. К подобной модели распределения электропроводности У. Шмуккер и Я. Янковский [35] приходят на основании иных, чем мы, предположений, в частности анализа S_q -вариаций геомагнитного поля Земли: "... Мы должны предположить наличие в мантии второго слоя с высоким удельным сопротивлением на глубинах от 200 до, самое меньшее, 400 км... Для его существования нельзя предложить никакого физического объяснения, тогда как низкое удельное сопротивление в вышележащих слоях довольно хорошо согласуется с лабораторными данными...", в то же время фактически отказываясь от модели с понижением электропроводности на глубинах 200–400 км.

Представляется, что если предположить наличие значительно меньших температурных градиентов (более "холодную" модель) либо значительно меньшую зависимость (с глубиной) электропроводности от температуры и растекание перегретого вещества (скачок электропроводности),

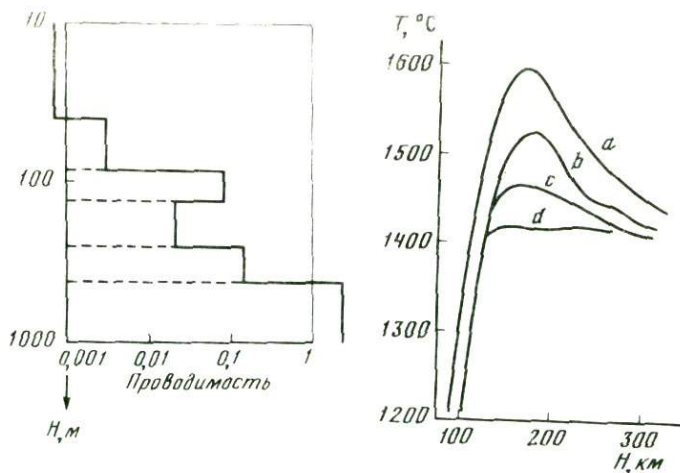


Рис. 4. Распределение электропроводности, по [37]

Рис. 5. Распределение температур, по [36]

a — сухая эклогитовая мантия; *b* — сухая дерцолитовая мантия; *c* — дерцолит, слабое частичное плавление; *d* — дерцолит, сильное частичное плавление

поступающего из нижней мантии [4] на астеносферных глубинах, можно получить модель, полностью отвечающую данным сейсмологии и электромагнитным исследованиям [10]. Такой конвекционный механизм мог бы удовлетворительно объяснить то распределение электропроводности недр Земли, которое вытекает из электромагнитных явлений [10, 17, 35, 38]. Подтверждением вышесказанному является приводимое в работе [37] распределение электропроводности по данным ГМТЗ (рис. 4). Здесь же отметим, что, как следует из работы [36], аномальную изотерму с последующей инверсией температуры на глубинах 100–400 км можно получить из уравнения состояния, которое предлагает О. Андерсен для "сухой" модели (рис. 5). Как уже отмечалось выше, возможно, что "сухая" модель, дающая "пик" температуры на глубинах 100–200 км, способствуя тем самым плавлению, создает канал аномально разуплотненной зоны, обуславливая возникновение конвекционной системы — проникновение и растекание поступающего из глубин легкого перегретого материала в виде расплава [4].

Проведенные рассуждения приводят к геотермической модели с инверсией температуры на глубинах 200–500 км, будь то модель, основанная на принципе конвекции [10, 17], либо на уравнении состояния [36], либо на их комплексе, как предлагалось выше.

Таким образом, качественное распределение температур и ряда других геофизических параметров, таких, как частичное плавление, электропроводность и др., можно представить в виде следующей комплексной модели. В данном случае под комплексностью мы понимаем объединение так называемой "влажной" и "сухой" моделей Земли. До глубин порядка 80 км нами бралась "влажная" модель в соответствии с распределением влаги в недрах Земли [22], а далее, вглубь, имелось ввиду распределение влаги, соответствующее "сухой" модели [36, 39].

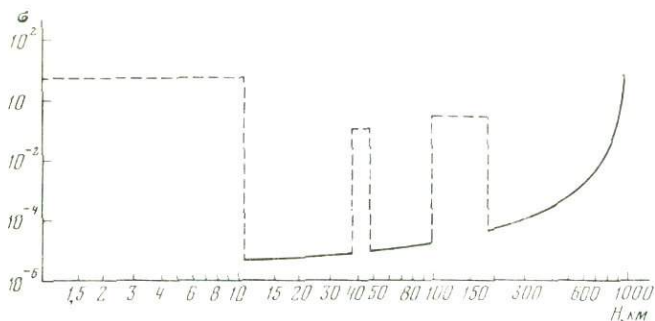


Рис. 6. Обобщенный геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии

Подытожим вышесказанное и вначале рассмотрим геотермическую модель распределения температур по глубине как определяющую для всех других геофизических параметров.

От поверхности Земли до глубин 30–70 км взято распределение T , приводимое в работах [2, 3]. На этих глубинах, в зависимости от мощности осадков, достигаются температуры порядка 600–700°С. Далее распределение T бралось по О. Андерсену (рис. 5) [36].

Следствием такого распределения температур до глубин порядка 70–80 км в условиях "влажной" модели [22], в соответствии с графиками зависимости распределения влаги с глубиной и частичного плавления от влаги, можно предполагать возникновение частичного расплава пород на глубинах 35–55 км на Кавказском перешейке и 20 км — на акваториях Черного и Каспийского морей. Далее, ввиду резкого уменьшения влаги на глубинах порядка 70–100 км, плавление прекращается до глубин, соответствующих "пику" температуры по О. Андерсену [36]. Как уже отмечалось, здесь вновь возникают "предпосылки" для частичного плавления пород мантии, а следовательно, и образования ослабленной зоны. В этих условиях всплывающая легкая перегретая компонента с границы ядра и нижней мантии [4] растекается по зоне температурного "пика" [36]. Ниже уровня "пика", в области инверсии температуры, вновь возникает область твердой фазы. Забегая несколько вперед, заметим, что если исходить из данных ГМТЗ многих регионов планеты, инверсия температуры должна быть более "глубокой", либо "пик" — значительно большим, чем это получается по О. Андерсену [36]. Такую картину может обеспечить предлагаемая выше модель со вклиниванием в область "пика" перегретого материала, поступающего из глубин.

В соответствии с приведенным выше возможным распределением температур и областей частичного плавления пород в недрах Земли рассмотрим возможное распределение аномальной электропроводности в земной коре и верхней мантии (рис. 6).

У поверхности Земли первый проводящий горизонт обусловлен осадочным комплексом и не зависит от температуры. Затем следует резкое уменьшение электропроводности до глубин порядка 20–55 км, обусловленное высокими сопротивлениями пород земной коры ("гранитов", "базальтов" и их глубинных аналогов). Кстати отметим, что последние не-

следования при помощи МГД-генераторов показывают, что электропроводность пород коры с глубиной не возрастает с ростом температуры, а значительно падает, от 10^2 до 10^5-10^6 Ом · м до глубин по крайней мере 30–40 км [39]. Надо полагать, что в такой ситуации аномальная электропроводность резко возрастает лишь при частичном плавлении пород по достижении температур $500-700^\circ\text{C}$ в присутствии влаги. По прохождении интервала частичного плавления надо ожидать возвращения значений электропроводности к величинам, близким к наблюдаемым выше уровня частичного плавления (мощность слоя частичного плавления 5–10 км), т.е. порядка 10^5 Ом · м. Если следовать модели [39], то такие сопротивления должны наблюдаться до глубин порядка 120 км, что полностью соответствует нашим представлениям о "более холодной модели", основанной на данных ГМТЗ [10]. В противном случае те зависимости электропроводности от температуры, которыми мы обычно пользуемся в геоэлектрике, отличны от истинных.

Второй слой аномальной электропроводности обусловлен рядом факторов как связанных с температурой, так и независимых от нее. Это в первую очередь уже отмеченная высокая электропроводность, связанная с частичным плавлением в присутствии влаги коровых образований при температурах $500-700^\circ\text{C}$. В этом же интервале глубин могут существовать аномалии электропроводности, обусловленные дегидратацией [28, 31], электронной электропроводностью пород [10, 36], расщавом магм, связанных с областями вулканизма, и др. Ниже электропроводность падает ввиду уменьшения содержания влаги и прекращения частичного плавления.

Далее следует третий слой аномальной электропроводности на глубинах 100–400 км, обусловленный частичным плавлением "сухой" мантии в соответствии с комплексом "лика" температур и внедренной в эту область высокотемпературной, всплывающей из недр легкой компонентой. Естественно, в связи с тем, что "внедренная" компонента значительно более прогрета, чем окружающая, как сверху, так и снизу, среда, под перегретым внедренным слоем электропроводность вновь должна понизиться, и судя по данным ГМТЗ и МГД [10, 17, 39], значительно.

Наконец, на глубинах 600–900 км вновь возникает аномальная электропроводность [10, 17 и др.], по-видимому, связанная с фазовым переходом на границе верхней и нижней мантии либо с постепенным увеличением электропроводности с повышением температуры на этих глубинах, т.е. тем процессом, которым мы обычно объясняем перегиб "глобальной" кривой ГМТЗ в отсутствии астеносферы.

Нам представляется, что подобная геоэлектрическая модель Земли не противоречит другим геофизическим данным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш.А., Балавадзе Б.К., Гамкрелидзе И.П. и др. Геолого-геофизическое строение земной коры и верхней мантии Крымско-Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса. — В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977, с. 70–84.
2. Алексидзе М.А., Буачидзе Г.И., Гугунава Г.Е. и др. Стационарная трехмерная геотермическая модель Кавказа. — Сообщения АН ГССР, 1983, т. 3, № 3: с. 505–508.
3. Алексидзе М.А., Буачидзе Г.И., Гугунава Г.Е. и др. Трехмерная стационарная гео-

- термическая модель Кавказа. — В кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985, с. 123–133.
4. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1980. 327 с.
 5. *Беляевский Н.А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Наука, 1974. 280 с.
 6. *Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Яковлев И.А.* и др. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально-неоднородных сред. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 1, с. 80–92.
 7. *Варламов Д.А., Коннов Ю.К., Фельдман И.С.* Исследования в Восточном Предкавказье. — В кн.: Исследование теплового и геоэлектрического полей СССР. М.: Наука, 1975, с. 135–142.
 8. *Горбунов Г.И., Бельков И.В., Павловский В.И.* и др. О характере электропроводности земной коры Кольского полуострова по данным зондирования с МГД-генератором. — В кн.: Геомагнитные исследования, 1982, № 28, с. 85–93.
 9. *Гордиенко В.В.* Тепловые аномалии геосинклиналей. Киев: Наук. думка, 1975. 141 с.
 10. *Гуцунава Г.Е.* Взаимосвязь некоторых геофизических полей и глубинного строения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1981. 180 с.
 11. *Гуцунава Г.Е., Кикнадзе Д.А.* О возможной связи промежуточного проводящего горизонта и минимума теплопроводности в верхних слоях Земли. — Сообщения АН ГССР, 1970, т. 58, № 1, с. 69–72.
 12. *Гуцунава Г.Е., Кикнадзе Д.А.* О связи геоэлектрического строения и распределения температур в верхних слоях Земли. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 10, с. 98–100.
 13. *Гуцунава Г.Е., Кикнадзе Д.А.* Об интерпретации геотермического поля Кавказа. — Сообщения АН ГССР, 1982, т. 105, № 1, с. 61–64.
 14. *Гуцунава Г.Е., Перельман М.Е.* Гравитационная конвекция и некоторые особенности магнитного поля Земли. — Сообщения АН ГССР, 1973, т. 71, № 1, с. 77–80.
 15. *Гуцунава Г.Е., Перельман М.Е.* Возможность появления региональных магнитных аномалий при фазовых переходах в земной коре. — Сообщения АН ГССР, 1982, т. 105, № 2, с. 293–296.
 16. *Диасамидзе Ш.П., Иоселиани М.С., Раджабов М.М.* Сейсмическая модель земной коры в Кольской низменности. — Сообщения АН ГССР, 1980, т. 97, № 1, с. 77–80.
 17. *Краснобаева А.Г., Вишнев В.С., Руднева Т.Л.* Исследования на Урале. — В кн.: Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М.: Наука, 1975, с. 73–79.
 18. *Краснопевцева Г.В.* Глубинное строение Кавказа. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978, с. 190–199.
 19. *Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И.* Физические свойства магматических расплавов. М.: Наука, 1979. 199 с.
 20. *Месхия В.Ш.* Статистические напряжения в моделях планет: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Тбилиси: ТГУ, 1977. 24 с.
 21. *Николаевский В.Н.* Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения. — В кн.: Механика. Новое в зарубежной науке. Т. 28. Дж. Райс. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982, с. 134.
 22. *Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д.* Фазовое состояние в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
 23. *Рохитянский И.И., Логвинов И.М., Шуман В.Н.* и др. Аномалии электропроводности в окрестностях Казбека. — Геофиз. сб., 1975, вып. 64, с. 71–72.
 24. *Сихарулидзе Д.И.* Строение Земли по поверхностным волнам. Тбилиси: Мецниереба, 1978. 247 с.
 25. *Соллогуб В.Б., Чекунов А.В.* Глубинное строение и эволюция земной коры. — В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев: Наук. думка, 1975, с. 98–118.
 26. *Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Трипольский А.А.* и др. Результаты исследования глубинного строения Украинского щита. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев, 1978, с. 136–147.
 27. *Суббогин С.И.* Причины и механизм формирования Черноморской впадины. — В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975, с. 323–329.

28. *Субботин С.И.* Вопросы гравиметрии. Исследования земной коры и мантии. Теория тектогенеза: Избр. тр. Киев: Наук. думка, 1979. 473 с.
29. *Тулиани Л.И.* Напряженное состояние и толщина литосферы в Кавказском регионе: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1975. 24 с.
30. *Фейнман Р., Лейтон Р., Сендс М.* Фейнмановские лекции по физике. М.: Мир, 1966. Т. 5. 286 с.
31. *Фельдман И.С.* Использование результатов глубинного магнитотеллурического зондирования для изучения строения земной коры и верхней мантии: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: МГУ, 1969. 24 с.
32. *Хесс Х.Х.* Спрединг, орогенез и эпейрогенез. — В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 403–422.
33. *Чернявский Г.А., Яникян В.О., Мириджанян Р.Т.* Некоторые результаты глубинных магнитотеллурических зондирований на территории Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1980, т. 33, № 6, с. 43–50.
34. *Шиодзава Т.* Феноменологический и макрокопический подход к электродинамике вращающихся систем. — Тр. ТИИЭР, 1973, т. 61, № 12, с. 38–46.
35. *Шмуккер У., Янковский Я.* Изучение геомагнитной индукции и электрическое строение верхней мантии. — В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975, с. 114–134.
36. *Anderson O.L.* The temperature profile of the upper mantle. — J. Geophys. Res., 1980, vol. 85, N 1312, p. 7003–7010.
37. *Finoux J.P.* Magnetotelluric soundings over the northeast Pacific may reveal spatial dependence of depth and conductance of asthenosphere. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 46, p. 244–250.
38. *Lahiri B.N., Price A.T.* Electromagnetic induction in nonuniform conductors and the determination of the conductivity of the Earth from terrestrial magnetic variation. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1939, p. 509–540.
39. *Perchuk L.L.* Gas-mineral equilibria and a possible geochemical model of the Earth's interior. — Phys. Earth Man-See, 1976, vol. 13, p. 232–239.

УДК 550.375 (479.25)

Д.С. Григорян, А.Д. Шахназарян

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В АРМЕНИИ

В работе приведены результаты магнитовариационного профилирования (МПВ) (в 13 точках) и глубинного магнитотеллурического зондирования (в 7 точках), выполненных по двум сквозным региональным профилям, пересекающим территорию Армянской республики с севера на юг и с северо-запада на юго-восток (рис. 1).

Магнитовариационное профилирование (МПВ). В последние десятилетия в пределах Кавказа в целом, в том числе и в пределах Армении, геологи традиционно выделяют крупные тектонические зоны и комплексы, в общем ориентированные в близширотном (общекавказском) направлении. Однако результаты ряда современных тектонических и сейсмотектонических исследований, выполненных на базе геофизических и, частично, геодезических данных, показывают наличие крупных линейных структур меридионального и антикавказского направления.

Для магнитовариационного профилирования нами выбраны два маршрута: субмеридиональный (I) — Шаваршаван—Чайкенд—Гехаркуник—

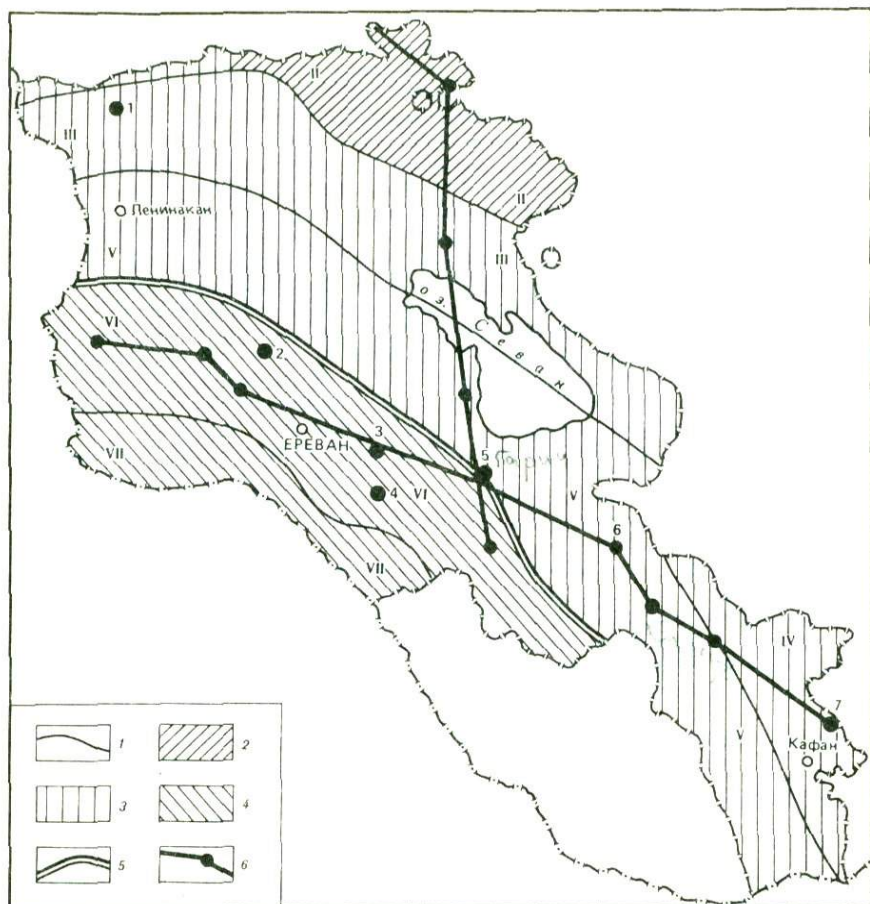


Рис. 1. Схема тектонического районирования Армянской ССР (по А.Т. Асланяну)
 1 – границы тектонических зон; 2–4 – пояса и их зоны: 2 – Антикавказский, 3 – Севанский, 4 – Араратский; 5 – граница между северо-восточным эвгеосинклинальным и юго-западным миогеосинклинальным поясами; 6 – пункты наблюдений

Гарни–Горс и субширотный (II) – Заринджа–Аван–Ошакан–Гарни–Мадина–Кечут–Базарчай–Кзылджук–Кармакар.

Измерения геомагнитных вариаций производились с помощью трехкомпонентных магнитовариационных станций (МВС) системы Боброва "ИЗМИРАН-4". Цена деления достигала 0,3–0,5 гамм/мм. Регистрация велась на фотобумаге шириной 200 мм при скорости развертки 20 мм/ч. Основным диапазоном периодов вариаций, использованный в методе МПВ, – от 3 мин до нескольких часов. Интерпретационные параметры МПВ получены в результате обработки синхронных наблюдений по профилям I и II согласно действующей инструкции [6].

На рис. 2–3 представлены профильные кривые H/H_0 , D/D_0 и Z/H_0 для интервалов периодов, мин: 3–7, 7–15, 15–30, 30–60, 60–90, 90–150 и

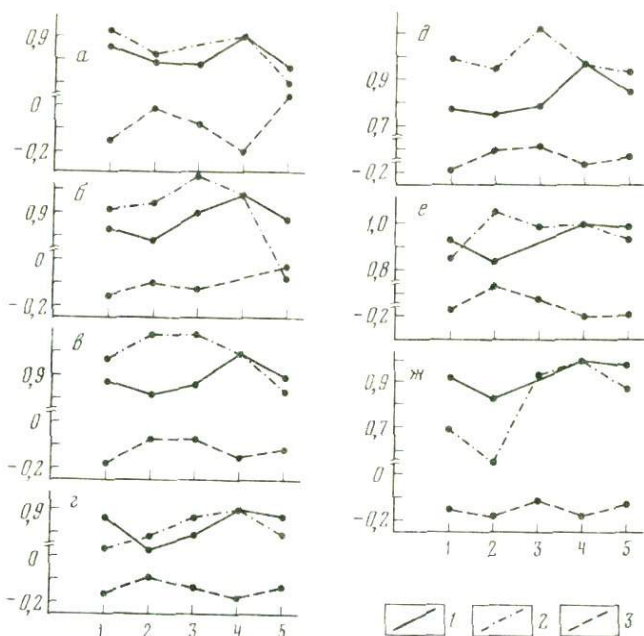


Рис. 2. Профильные кривые, осредненные по периодам, мин

$a - 3 \div 7$; $\delta - 7 \div 15$; $\epsilon - 15 \div 30$; $e - 30 \div 60$; $\delta - 60 \div 90$; $e - 90 \div 150$; $ж - 150$ и более. 1 - H/H_0 ; 2 - Z/H_0 ; 3 - D/D_0 . Цифры на горизонтальной оси: 1 - Шаваршаван, 2 - Чайкенд, 3 - Гехаркуник, 4 - Гарни, 5 - Горс

более. Каждая точка кривой — результат обработки от 15 до 100 вариаций. Для I профиля базисным пунктом является пос. Гарни (Гарнийская геофизическая обсерватория), а для II профиля — пос. Кармракар (сейсмическая станция Кармракар).

Во всех 13 пунктах нами определен и вектор Визе $\vec{C} = A\vec{i} + B\vec{j}$. Коэффициенты A и B вычислены по максимальным амплитудам методом наименьших квадратов отдельно для вариаций с периодами, мин: до 15, 15–30, 30–60, 60–90, 90–150 и более, а также осредненные для всех периодов исследуемого диапазона. В каждую выборку включалось от 15 до 40 вариаций. Обработывались в основном синфазные и близкие к синфазным вариации.

На рис. 4, 5 изображены векторы Визе по профилям.

Результаты сравнений одновременных записей в пунктах Шаваршаван, Чайкенд, Гехаркуник, Гарни, Горс вдоль I профиля показывают, что профильные кривые H/H_0 достигают максимума в районе пос. Гарни. Правда изменение амплитуд находится в пределах 20%, но оно прослеживается на всех кривых a – $ж$ на всем диапазоне частот. Изменения наблюдаются и на кривых D/D_0 , особенно по кривой $ж$ для интервала периодов 150 мин и более.

В районе пос. Горс кривая Z/H_0 пересекает ось абсцисс для интервала периодов 3–7 мин и приближается к нулю для 7–15 мин.

Вдоль II профиля отношение H/H_0 остается постоянным с точностью

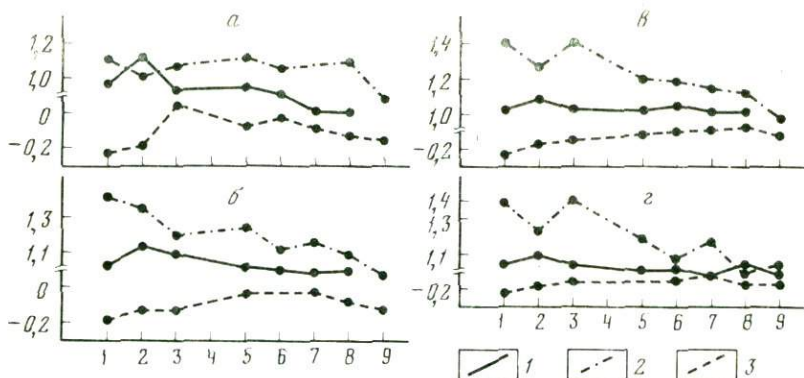


Рис. 3. Профильные кривые, осредненные по периодам, мин
 а - $3 \div 15$; б - $15 \div 30$; в - $30 \div 60$; г - 60 и более. 1 - H/H_0 ; 2 - Z/H_0 ;
 3 - D/D_0 . Цифры на горизонтальной оси: 1 - Заринджа, 2 - Аван, 3 - Ошакан,
 4 - Гарни, 5 - Мадина, 6 - Кечут, 7 - Базарчай, 8 - Кзылджук, 9 - Кармра-
 кар

до 10–15%; напротив, отношение D/D_0 увеличивается с востока на запад и достигает максимальных значений в западной крайней точке Заринджа на всем диапазоне частот и в пос. Ошакан для периодов 30–150 мин и более. Относительное увеличение D/D_0 вдоль профиля здесь достигает 45%. Отношение Z/H_0 меняет знак чуть западнее пос. Ошакан для периодов 3–15 мин и приближается к нулю восточнее пос. Ошакан в поселках Мадина, Кечут, Базарчай для периодов 15–30 мин. Заметное увеличение отношения D/D_0 с востока на запад и отсутствие аномалии в H/H_0 составляющей указывают на наличие широкой аномальной зоны субмеридионального направления, которую наш профиль пересекает не полностью.

Рассмотрение векторов Визе подтверждает наличие аномалии. На периодах 30–60 мин в пункте Заринджа вектор Визе резко меняет свое направление с юго-западного на северо-восточное и на восточное в поселках Аван и Ошакан.

Таким образом, анализ профильных кривых позволяет выделить: 1) магнитовариационную аномалию в районе между пос. Гехаркуник и пос. Горс вдоль субмеридионального профиля Шаваршаван–Чайкенд–Гехаркуник–Гарни–Горс; 2) магнитовариационную аномалию меридионального направления вдоль субширотного профиля Заринджа–Аван–Ошакан–Гарни–Мадина–Кечут–Базарчай–Кзылджук–Кармракар, ось которой проходит в районе пос. Заринджа; 3) судя по векторам Визе, обнаруженные аномалии имеют глубинное происхождение.

Глубинное магнитотеллурическое зондирование (ГМТЗ). Наблюдения ГМТЗ выполнены в 7 пунктах: 1 – Бавра, 2 – Бюракан, 3 – Гехард, 4 – Урцадзор, 5 – Мадина, 6 – Кечут, 7 – Кармракар с помощью магнитотеллурической лаборатории МТП-71 и станции "ИЗМИРАН-5". Регистрировались колебания горизонтальных составляющих магнитотеллурического поля H_x , H_y , E_x и E_y в диапазоне периодов от 10 с до нескольких часов. Измерительные линии ориентировались по магнитной широте (компонента E_x) и магнитному меридиану (компонента E_y). Обработка результатов поле-

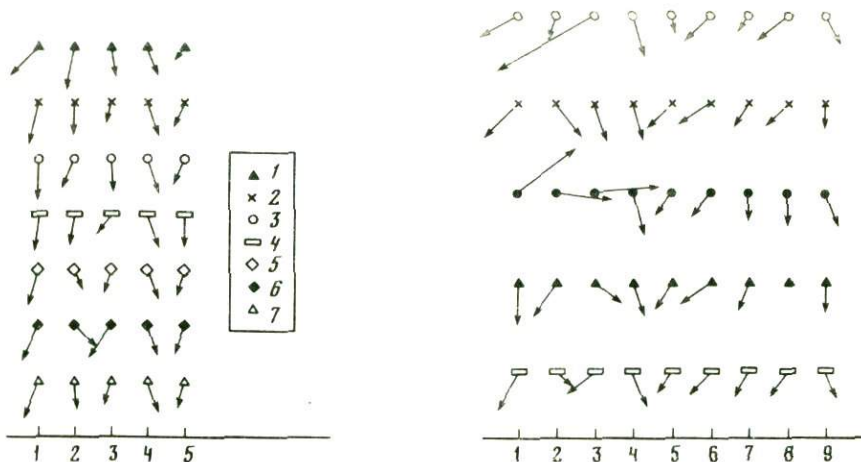


Рис. 4. Векторы Визе для интервалов, мин

1 - $3 \div 15$; 2 - $15 \div 30$; 3 - $30 \div 60$; 4 - $60 \div 90$; 5 - $90 \div 150$; 6 - 150 и более; 7 - $3 \div 150$ и более. Цифры на рисунке - см. условные обозначения на рис. 2

Рис. 5. Векторы Визе для интервалов, мин

1 - $3 \div 15$; 2 - $15 \div 30$; 3 - $30 \div 60$; 4 - 60 и более; 5 - $3 \div 150$ и более. Цифры на рисунке - см. условные обозначения на рис. 3

вых наблюдений произведена как "вручную" модифицированным способом кажущихся импедансов, так и на ЭВМ БЭСМ-6 по программе, основанной на спектрально-корреляционном способе и разработанной В.Ю. Семеновым [4, 7].

На рис. 6 представлены кривые $\rho(T)$, полученные в результате "ручной" обработки, на рис. 7 - кривые машинной обработки. Результаты формальной интерпретации кривых $\rho(T)$ приведены в табл. 1.

В настоящей работе ввиду недостаточности экспериментального материала анализ искажения кривых не произведен, хотя сложное геологическое строение исследуемого региона может привести к значительным искажениям кривых ГМТЗ. Поэтому мы ограничились в основном интерпретацией продольных кривых $\rho(T)$, ибо они искажаются в значительно меньшей мере и при глубинных исследованиях являются основными [2].

Почти по всем кривым ГМТЗ, полученным как "вручную", так и с помощью ЭВМ, выделяется слой повышенной электропроводности на глубинах 45-80 км (Бавра, Бюракан, Гехард, Мадина, Кечут). Отмеченный слой у границы М, очевидно, соответствует зоне частичного плавления, связанной изотермой 600-700°C [3].

По продольным кривым $\rho''(T)$ в поселках Бавра и Гехард (см. рис. 7) выделяется слой повышенной электропроводности на глубине 285 км (астеносферный слой). Такие же глубины получены и при "ручной" обработке в поселках Бавра - 285 км, Мадина - 270 км, Кечут - 260 км и Кармракар - 250-350 км. Ожидаемые температуры на этих глубинах 1200-1300°C.

При таких температурах возможен расплав горных пород, что неизбежно влечет за собой аномальное увеличение проводимости.

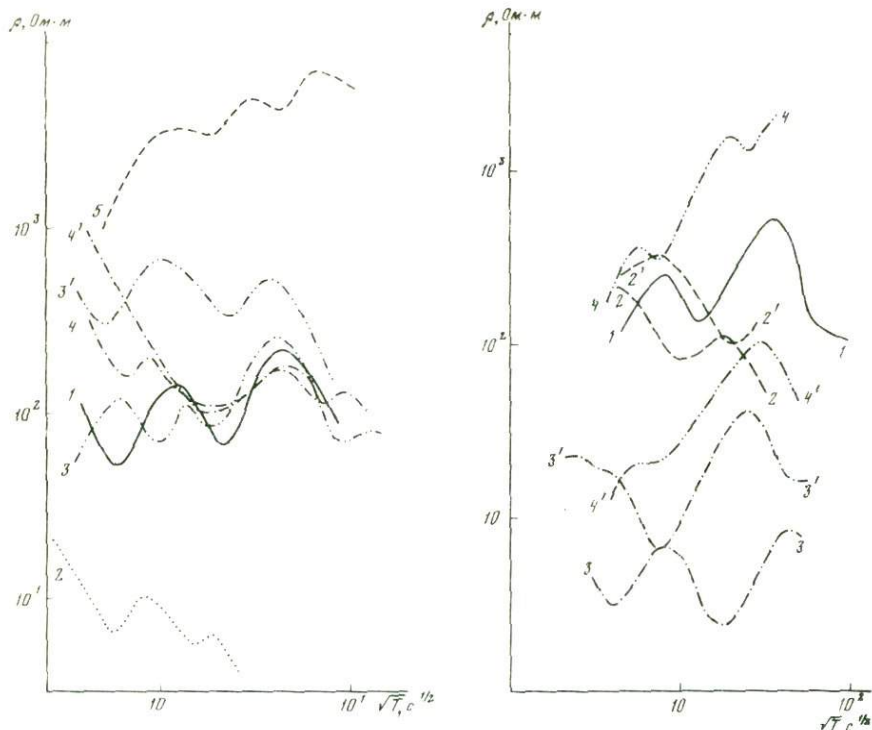


Рис. 6. Кривые ГМТЗ ("ручная" обработка)

1 - ρ'' в пос. Бавра; 2 - ρ'' в пос. Урцадзор; 3 - ρ'' , 3' - ρ^\perp в пос. Мадина; 4 - ρ'' , 4' - ρ^\perp в пос. Кечут; 5 - ρ'' в пос. Кармракар

Рис. 7. Кривые ГМТЗ (машинная обработка)

1 - ρ'' в пос. Бавра; 2 - ρ'' , 2' - ρ^\perp в пос. Бюракан; 3 - ρ'' , 3' - ρ^\perp в пос. Гехард; 4 - ρ'' , 4' - ρ^\perp в пос. Кечут

По приведенным на рис. 6, 7 кривым ГМТЗ фиксируется и коровый слой аномальной проводимости на глубинах от 8 до 25 км (см. табл. 1), который можно представить в виде единого лакколитообразного тела высокой проводимости, вытянутого вдоль зоны с аномально повышенным тепловым потоком [5]. Предполагаем, что именно это тело вызывает магнитовариационную аномалию, выделенную нами вдоль меридионального профиля между селами Гехаркуник и Горс. Возможно, это большой магматический очаг, от которого отходят апофизы на меньшие глубины (район поселков Урцадзор, Бюракан).

Существование магматических очагов, расположенных этажами, предполагается и другими авторами по магнитным и геологическим данным [1].

Возникновение корового слоя высокой проводимости можно объяснить и дегидратацией, т.е. высвобождением кристаллизационно связанной воды при температурной активизации, и образованием проводящей глубинной гидросферы, благоприятствующей процессам гранитообразования.

По кривой ГМТЗ в пос. Кармракар (см. рис. 6) можно выделить и более

Таблица 1

Результаты формальной интерпретации кривых $\rho(T)$

Пункт	По ρ_{xy}		По ρ_{yx}	
	Глубина проводящих горизонтов, км	Суммарная продольная проводимость, см	Глубина проводящих горизонтов, км	Суммарная продольная проводимость, см
Бавра	0	100		
	14	300		
	54	700		
	280	2700		
Урцадзор	0	300		
	4,5	460		
	10,5	1800		
	18	3800		
Мадина	0	180	0	60
	25	270	30	60
	55	400	130	420
	270	4100	400	4140
	455	3300		
Кечут	0	70	0	45
	25	130	—	
	50	800	50	950
	260	3000	260	3000
	455	2000		
Кармракар	0	60		
	250—350	100		
	800—1000			
Бавра	0	165		
	50	490		
	285	3650		
Бюракан	0	535	0	160
	2,5	910	6	1175
	8,5	4800	60	4985
	55	6400		
Гехард	0	100	0	375
	45	170	10	765
	285	275	115	2740
Кечут	0	100	0	125
	25	510	60	830
	80	1700		

Таблица 2

Схематический разрез земной коры и верхней мантии территории Армянской ССР

Горизонт	Кровля, км	Горизонт	Кровля, км
I проводящий (осадочный комплекс)	0	III высокоомный	—
I высокоомный	—	IV проводящий (астеносфера)	260–450
II проводящий (коровый слой)	8–25	IV высокоомный	—
II высокоомный	—	V проводящий	800
III проводящий (промежуточный про- водящий)	45–80		

глубоко залегающий горизонт с повышенной электрической проводимостью. Это слой на глубинах порядка 800 км, расположенный, по всей вероятности, на границе между переходным слоем (слой С) и мантией (слой Д).

Приведенные выше результаты позволяют построить схематический разрез земной коры и верхней мантии территории Армянской ССР (табл. 2).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалян М.С. О возможной причинной связи геотермического и магнитного полей в области новейшего вулканизма Армянской ССР и некоторые вопросы их интерпретации. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1976, № 2, с. 75–80.
2. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Яковлев И.А. и др. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально-неоднородных сред. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 1, с. 88–95.
3. Гугунава Г.Е. Взаимосвязь некоторых геофизических полей и глубинного строения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1981. 180 с.
4. Лейбо А.Б., Семенов В.Ю. Спектральный анализ магнитотеллурического поля на основе теории случайных процессов. — В кн.: Методы обработки вариаций естественного электромагнитного поля Земли: Материалы мирового центра данных. М., 1983, с. 23–36.
5. Мириджанян Р.Т. О природе аномально повышенного геотермического поля центрального района АрмССР и вопросы его сейсмичности. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1974, т. 27, № 6, с. 67–69.
6. Рокитянский И.И. Исследование аномалий электропроводности методом магнито-вариационного профилирования. Киев: Наук. думка, 1975. 279 с.
7. Семенов В.Ю., Кузнецов В.А., Окулесский Б.А. Спектральный анализ длиннопериодных вариаций магнитотеллурического поля на юго-востоке Сибирской платформы. — Геомагнетизм и аэрономия, 1982, № 1, с. 102–106.

А.Г. Бабаджанян, С.М. Оганесян

ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

Анализ методики построения гравитационных моделей земной коры различных регионов СССР показывает, что она осуществляется в основном исключением из наблюдаемого гравитационного поля влияния всех известных геологических структур и оставшееся остаточное поле подвергается физико-геологической интерпретации при помощи решения обратных задач гравиметрии [9–11]. Совместная интерпретация гравитационного поля и результатов других исследований структур земной коры позволяет получать более обоснованные модели строения коры. Опыт многолетних исследований в различных регионах СССР показывает, что комплексная интерпретация гравиметрических и сейсмических данных является важным средством для снижения многозначности и повышения достоверности построения разрезов земной коры [6, 15].

Построение гравитационной или плотностной модели земной коры центральной части территории Армении осуществлялось методом итерационного моделирования [10, 11]. При этом в качестве исходных данных в основном использовались результаты сейсмологических исследований со станциями "Земля" [7, 8]. По результатам этих исследований, помимо поверхностей кристаллического фундамента и М, в верхней части земной коры были выделены различные скоростные границы (слои) и система разломов, относимых авторами к категории глубинных, т.е. пересекающих всю земную кору.

Наиболее удачными для изучения строения земной коры центральной части территории Армянской ССР по наблюдениям гравиметрических и других геолого-геофизических данных являются профили Маркара–Пойлы и Кабахлу–Джанахмед.

В данной работе поставлена задача вдоль профилей Маркара–Пойлы и Кабахлу–Джанахмед на основании количественной интерпретации гравиметрических данных с использованием геологических, сейсмологических и других геофизических материалов построить плотностные модели земной коры исследуемой территории, уточнить местоположения и количественно охарактеризовать зоны разломов, выявленных станциями "Земля" и результатами геологической съемки.

Количественная интерпретация гравитационных данных проводилась по программам, разработанным В.И. Старостенко и С.М. Оганесяном на языке АЛГАМС для ЭВМ "Минск-22" [12, 17, 18]. Исходная двумерная плотностная модель аппроксимировалась совокупностью бесконечных вертикальных прямоугольных призм. Длина профилей составляла примерно 130 км, точки располагались на горном рельефе местности с шагом, равным 2 км.

Глубинность и достоверность построения моделей существенно зависят от степени геолого-геофизической изученности района. Ряд факторов: отсутствие гравиметрических данных по территориям Турции и Ирана,

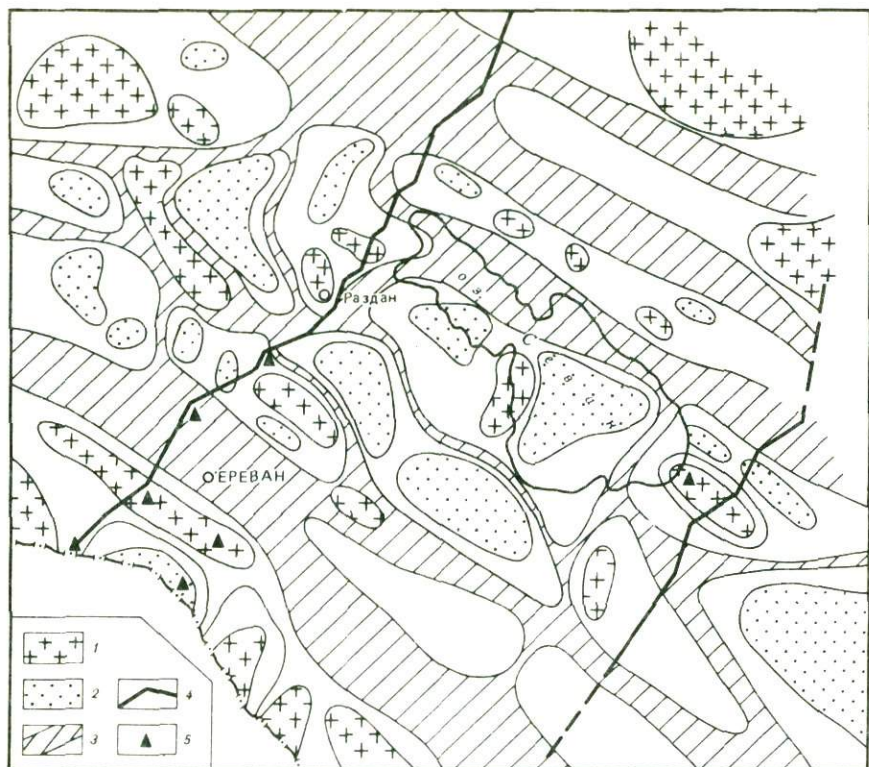


Рис. 1. Схема районирования гравитационного поля центральной части территории Армянской ССР. Составил А.Г. Бабаджанян

1 - относительные максимумы Δg ; 2 - относительные минимумы Δg ; 3 - зоны больших горизонтальных градиентов Δg ; 4 - профили исследований со станциями "Земля"; 5 - скважины

недостаточные сведения о глубинной геологии, нечеткое прослеживание сейсмических границ по всей длине исследуемых профилей и др. — на данном этапе исследований вынуждает ограничить круг вопросов: 1) определение средней глубины залегания аномалиеобразующих поверхностей; 2) определение положения границы между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом; 3) выделение горизонтальных неоднородностей в верхней части земной коры; 4) выявление и количественная характеристика по глубине вертикальных границ.

Рассмотрим профиль Маркара—Пойлы. В наблюдаемом гравитационном поле профиль Маркара—Пойлы протяженностью около 130 км с юго-запада на северо-восток пересекает Среднеараксинскую, Центральную и Алаверди-Иджеванскую региональные гравитационные зоны территории Армении (рис. 1).

Качественный анализ относительных максимумов и минимумов наблюдаемого гравитационного поля Δg по профилю (интенсивность, амплитуда, ширина и т.д.) позволяет предположить обусловленность этих экстремумов структурами, залегающими на небольших глубинах. Это пред-

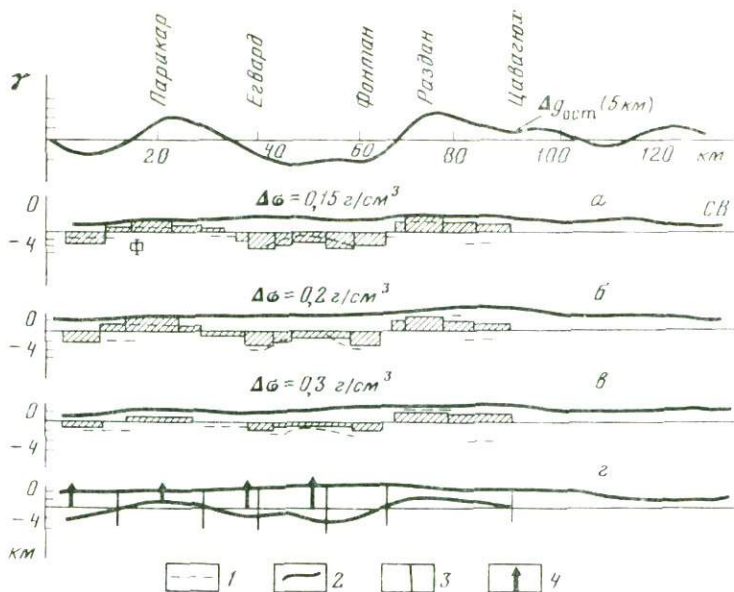


Рис. 2. Определение положения поверхности фундамента

1 — поверхность Φ по данным станций "Земля"; 2 — поверхность фундамента по данным Δg ; 3 — вертикальные границы в осадочном чехле; 4 — скважины

положение дополнительно может быть аргументировано 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 [1, 14].

На основании указанных факторов на первом этапе интерпретации по остаточной кривой, осредненной до глубины 5 км — $\Delta g_{ост}$ (5), полученной по методу Тихонова—Буланже, определялось положение границы между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом. За исходное положение поверхности фундамента принималась поверхность Φ , выявленная станциями "Земля" (рис. 2). Средняя плотность пород кристаллического фундамента, исходя из имеющихся данных по физическим свойствам, была принята $2,8 \pm 0,05 \text{ г/см}^3$ [2, 13, 16].

При помощи программы решения обратной задачи гравиметрии о контактной поверхности для возможных избыточных плотностей ($0,15$ — $0,3 \text{ г/см}^3$) и различных глубин залегания аномалиеобразующей поверхности ($-1,5 \div +1$ км относительно уровня моря) рассчитывались модели поверхности кристаллического фундамента (см. рис. 2, а—в).

Качество отбора того или иного положения аномалиеобразующей границы оценивалось величиной среднеквадратического отклонения заданных величин поля и найденных в результате интерпретации. По этому критерию была определена средняя глубина залегания поверхности кристаллического фундамента, которая для исследуемой территории равна 500 м ниже уровня моря.

Положение границы между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом выбиралось на основании анализа полученных результатов с учетом имеющихся данных геологической съемки и геофизических свойств горных пород исследуемой территории. Анализ показал, что наиболее близкие к опорным данным результаты получаются при $\Delta\sigma = 0,2 \text{ г/см}^3$ (имеются в виду данные скв. 14 Раздан и 30 Фонтан, а также неглубокое залегание пород фундамента в районе с. Раздан). При этом отмечается несовпадение результатов определения глубины залегания поверхности фундамента в районе селения Паракар с опорными данными скв. 114. Учитывая, что в этом районе породы фундамента залегают непосредственно под третичными образованиями со средней плотностью $2,5 \text{ г/см}^3$, необходимо изменить избыточную плотность призм в этом районе и принять равной $0,3 \text{ г/см}^3$. Результат расчета, приведенный на рис. 2, г, показывает, что построенная модель поверхности кристаллического фундамента хорошо согласуется с имеющимися вдоль профиля фактическими геологическими данными, характеризуется сложным блоковым строением, при котором ее средняя глубина залегания равна 500 м ниже уровня моря, а поверхность варьирует от 1500–1700 м выше до 2500–3000 м ниже уровня моря.

На втором этапе интерпретации с целью выявления плотностных неоднородностей в верхней части земной коры поле $\Delta g_{\text{рег}}$ (5) было последовательно осреднено до глубины 10 км и далее до 15 км. По остаточным аномалиям $\Delta g_{\text{ост}}$ (5–10) и $\Delta g_{\text{ост}}$ (10–15) для избыточных плотностей 0,1; 0,15 и $0,2 \text{ г/см}^3$ рассчитывались вероятные положения горизонтальных плотностных границ.

Глубины залегания асимптов искомым горизонтальных границ определялись (учитывая сейсмические данные) соответственно в интервалах 5–10 и 10–15 км. Анализ показал, что полученные величины средних глубин залегания аномалиеобразующих поверхностей 7 и 12 км совпадают со средними глубинами скоростных границ, выделенных по результатам интерпретации сейсмологических данных на территории Армянской ССР [7, 8].

Анализ рассчитанных моделей для фиксированных значений асимптов горизонтальных поверхностей и различных величин перепада плотностей показывает, что характер формы контактной поверхности остается неизменным, меняется только величина амплитуды отклонения границы относительно средней глубины. Этот характерный признак позволяет на данном этапе исследований по совокупности результатов интерпретации на глубинах 5, 10 и 15 км выделять вертикальные границы. Критериями для выделения вертикальных границ служат резкое изменение глубины залегания и перемена знака амплитуды контактной поверхности относительно ее средней глубины.

По предельным глубинам вертикальных границ (разломов) на исследуемой территории можно выделить три основные группы: 1) в осадочном чехле (0–5 км), 2) в "гранитном" слое (5–10 км) и 3) достигающая глубин 15 км и более [4] (рис. 3).

Как видно из рис. 3, количество границ в группах неодинаково. Устанавливается уменьшение их количества в группах по глубине. Эти результаты согласуются с данными по обобщению работ ГСЗ на юге европейской

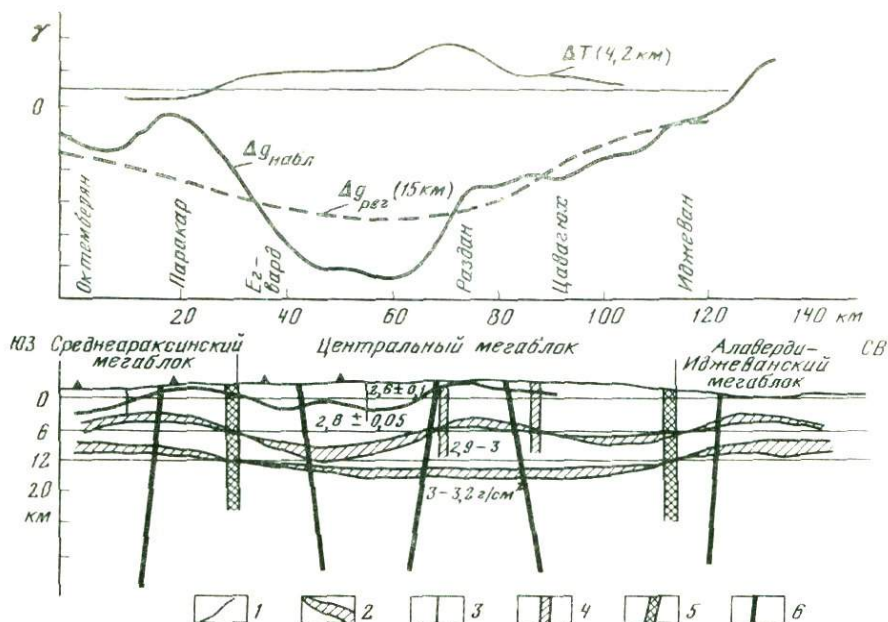


Рис. 3. Гравитационная модель верхней части земной коры по профилю Маркара – Пойлы

1 – поверхность фундамента; 2 – зоны вероятного расположения горизонтальных границ; 3–6 – разломы: 3 – I группы, 4 – II группы, 5 – III группы, 6 – глубинные по данным станций "Земля"

части СССР, где в верхней части земной коры разрывов больше, а их амплитуда меньше, чем в низах коры [19]. Для того чтобы с глубиной амплитуда разрывов увеличилась, необходимо допустить, что величины избыточных плотностей с глубиной уменьшаются.

Таким образом, на основании количественной интерпретации гравитационного поля представляется возможным по выявленным вертикальным границам выделять соответствующие группы блоков, прослеживаемые на различные глубины земной коры. При этом также отмечается уменьшение количества блоков по глубине. Так, если в пределах осадочного чехла выделяются 8 блоков, то в "гранитном" слое их 5, а на глубинах 15–20 км – 3.

Наиболее крупными структурами вдоль исследуемого профиля являются Среднеараксинский, Центральный и Алаверди-Иджеванский блоки, которые прослеживаются по крайней мере до глубин порядка 15–20 км. Ширина этих блоков может достигать 70 км (Центральный блок) (см. рис. 3).

Вопрос о положении более глубоких горизонтальных границ остается открытым. Решение этого вопроса в значительной степени зависит от выяснения значений перепада плотностей на этих границах. При этом важную роль играет установление зависимости между скоростями распространения упругих волн и плотностями в различных слоях земной коры.

Сравнение полученных результатов с данными станций "Земля" (см.

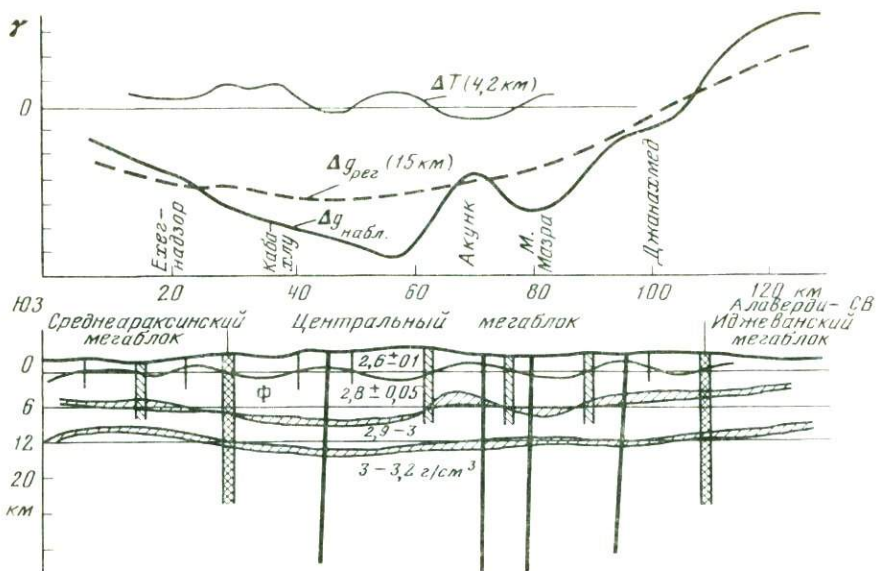


Рис. 4. Гравитационная модель верхней части земной коры по профилю Кабахлу-Джанахмед

Условные обозначения см. на рис. 3

рис. 3) выявляет их существенное различие как по местоположению разломов, так и по определению предельных глубин их залегания.

Сейсмологический профиль по линии Кабахлу-Джанахмед длиной около 80 км расположен в основном 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 (см. рис. 1). По аналогичной методике была произведена количественная интерпретация гравиметрических данных и по этому профилю.

По величине среднеквадратического отклонения заданных и найденных в результате интерпретации значений поля, а также результатам определения физических свойств горных пород исследуемой территории, наиболее предпочтительным для положения границы между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом явился вариант для перепада плотности $0,2 \text{ г/см}^3$ и средней глубины залегания аномалиеобразующей поверхности $H = 500 \text{ м}$ ниже уровня моря [3].

По результатам количественной интерпретации выявляется сложное блоковое строение фундамента, который имеет максимальное погружение 3000 м ниже уровня моря в районе Мазринского относительного минимума Δg , а наибольшее поднятие 1400 м выше нулевой линии в районе Акункского относительного максимума. При сравнении полученной модели с данными станций "Земля" выявляется существенное различие в оценке глубины залегания поверхности фундамента на концах рассматриваемого профиля в районе селений Кабахлу и Джанахмед (рис. 4).

По поверхности фундамента вдоль исследуемого профиля выделяются

следующие блоки: Ехегнадзорский, Далидагский, Акункский, Мазринский, Джанахмедский, Шахдагский.

Чтобы выяснить, в какой мере выделенные блоки прослеживаются в юго-восточном направлении, были проведены аналогичные исследования вдоль северо-восточного отрезка регионального геологического профиля Ж-3, составленного А.Т. Асланяном и др. [5]. Расчеты показали, что блоковое строение фундамента сохраняется и полученное положение его поверхности хорошо согласуется с выделенными антиклинальными структурами, если принять за поверхность фундамента в районе Далидагского гравитационного минимума нижнюю кромку триасовых отложений, а в районе Акункской и Мазринской аномалий – верхнюю кромку нижекарбонových образований.

В дальнейшем с целью изучения плотностных неоднородностей в верхней части земной коры профиль был удлинен, и по остаточным аномалиям $\Delta g_{\text{ост}}$ (5–10) и $\Delta g_{\text{ост}}$ (10–15) рассчитывались плотностные модели.

Совокупный анализ рассчитанных моделей позволяет вдоль исследуемого профиля выделить три группы вертикальных плотностных границ, прослеживаемых на различные глубины земной коры. Как видно из рис. 4, на глубинах 15–20 км выделяются 3 блока, на глубинах 5–10 км – 7, а в осадочной толще – 11, т.е. и в данном случае отмечается уменьшение числа блоков, а следовательно, и ограничивающих их вертикальных границ на глубине.

Таким образом, на основе количественной интерпретации гравиметрических данных вдоль сейсмологических профилей Маркара–Пойлы и Кабахлу–Джанахмед построены гравитационные (плотностные) модели верхней части земной коры, где определены положения границы между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом, а также уточнены местоположения и количественно охарактеризованы зоны глубинных разломов.

В пределах центральной части территории Армении на различных уровнях земной коры выделены блоки и разграничивающие их разломы. При этом отмечается уменьшение количества блоков по глубине, т.е. их укрупнение.

Исходя из полученных результатов, можно заключить, что использование методики количественной интерпретации гравиметрических данных 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.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Акопян Ц.Г.* О некоторых соотношениях между магнитным и гравитационным полями. – В кн.: Геология Армянской ССР. Т. 10. Геофизика. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1972, с. 106–110.
2. *Бабаджян А.Г.* Некоторые данные о разломной тектонике бассейна оз. Севан по геофизическим и геодезическим исследованиям. – Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1977, № 6, с. 18–25.
3. *Бабаджян А.Г., Оганесян С.М.* Строение верхней части земной коры по профилю с. Кабахлу – с. Джанахмед по гравиметрическим данным. – Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1979, № 4, с. 88–95.

4. *Бабаджанян А.Г., Оганесян С.М.* Гравитационная модель верхней части земной коры по профилю Маркара–Пойлы. – Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1980, № 6, с. 60–68.
5. Геология СССР. Т. 43. Армянская ССР. М.: Недра, 1970. 464 с.
6. *Голыздра Г.Я.* Основные задачи комплексной интерпретации гравитационного и сейсмического методов. – В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии. Киев: Наук. думка, 1979, с. 85–90.
7. *Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М.* и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. – Сов. геология, 1973, № 6, с. 80–91.
8. *Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М.* Изучение глубинных разломов по материалам станций "Земля" на территории Армении. – Развед. геофизика, 1976, № 72, с. 29–40.
9. *Каратаев Г.И., Павленкова Н.И.* Анализ и пути дальнейшего совершенствования методики построения гравитационных моделей земной коры и верхней мантии. – В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии. Киев: Наук. думка, 1979, с. 228–232.
10. *Козленко В.Г., Старостенко В.И., Субботин С.И.* Строение коры и верхней мантии по гравиметрическим данным. – В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 220–266.
11. *Красовский С.С.* Методика и технология гравитационного моделирования земной коры. – В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 74–82.
12. *Оганесян С.М., Бабаджанян А.Г., Манукян А.Г.* и др. Устойчивые алгоритмы и их применение при интерпретации данных гравиметрии на территории Армянской ССР. – В кн.: Материалы республиканской научно-технической конференции молодых геофизиков, посвященной 60-летию установления Советской власти в Армении. Ленинакан, 1980, с. 34–35.
13. *Оганесян Ш.С.* О плотности горных пород Армении. – Изв. АН АрмССР. Геол. и геогр. науки, 1958, т. 2, № 3, с. 55–62.
14. *Оганесян Ш.С.* Геологическое истолкование аномального гравитационного поля. – В кн.: Геология Армянской ССР. Т. 10. Геофизика. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1972, с. 57–80.
15. *Павленкова Н.И.* Некоторые вопросы практического использования комплекса гравиметрии и сейсмометрии. – В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии. Киев: Наук. думка, 1979, с. 82–85.
16. *Сироткина Т.Н.* Плотность горных пород Армении. – Вопр. развед. геофизики, 1967, вып. 9, с. 189–197.
17. *Старостенко В.И.* Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наук. думка, 1978. 227 с.
18. *Старостенко В.И., Оганесян С.М.* Устойчивые операторные процессы и их применение в задачах геофизики. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 5, с. 61–75.
19. *Чекунов А.В., Кучма В.Г.* Глубинная структура разломов. – Геотектоника, 1979, № 5, с. 24–37.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ
УЧАСТКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ ГРУЗИИ

В последние годы все большее значение при построении реальных моделей земных оболочек придается физике горных пород, особенно исследованиям при высоких температурах T и давлениях P , ибо выяснилось, что определенные границы разделов в недрах Земли обусловлены не столько изменениями составов пород, сколько структурными превращениями вещества при изменении P, T -факторов. Особенно это важно в сложных геотектонических условиях Кавказа, где, например, температура на глубине 20 км варьирует от 200 (межгорные впадины) до 1000°C (Казбек).

Итак, данные при различных P, T необходимы для того, чтобы воссоздать, хотя бы в основных чертах, те термодинамические условия, в которых находится вещество Земли при естественном его залегании. Среди этих условий следует выделить: 1) давление P ; 2) температуру T ; 3) парциальное давление V_i и состав летучих (H_2O, CO, O_2, CO_2 и т.д.).

Роль этих факторов весьма различна: если плотность и скорость упругих волн определяется в основном P, T , то на электрические и магнитные свойства может очень сильно воздействовать V_i [3, 6, 11, 15], т.е. в общем случае нужно знать P, T, V_i -условия.

Помимо указанных факторов, решающее влияние на физические свойства вещества Земли может оказывать структура породы — это четко проявляется при оценке свойств астеносферы. Структурно-чувствительные свойства, такие, как скорости сейсмических волн, электропроводность, вязкость и т.д., изменяются на несколько порядков практически при одном и том же составе и P, T -условиях в зависимости от того, как распределен в пространстве подплавленный материал — является он непрерывной средой (матрицей) или представлен включениями. Отсюда видно, сколь важно построить теорию физических свойств горных пород на основе теории микрогетерогенных сред и физики твердого тела, точнее, минерального вещества Земли при высоких P, T .

Не следует забывать при сравнении полевых и лабораторных данных о динамическом аспекте физических параметров, в частности о соотношении между временем релаксации вещества τ и характерным временем воздействия физического поля t . Например, частичное плавление вещества, сильно воздействуя на вязкость и электропроводность ($\tau < t$), гораздо меньше влияет на скорости сейсмических волн, период которых $t \ll \tau$.

Имеются также и менее важные для построения литосферных моделей эффекты, которые также следует учитывать; это, например, негидростатичность давления в коре, в обычных условиях достигающая ± 2 кбар для глубин 20–30 км, т.е. для интервала давлений 10–15 кбар. В последнее время появились работы, свидетельствующие о больших тангенциальных напряжениях на этих глубинах. На Кавказе негидростатическая составляющая давления может быть большой хотя бы в связи со значительными горизонтальными термическими градиентами.

Влияние давления и температуры, естественно, лучше изучать экспериментально, причем наиболее приближаются к природным условиям те эксперименты, где одновременно программированно изменяются P и T по заранее заданным термобарическим моделям. При отсутствии подобных прямых экспериментальных данных при нужных P , T можно прибегать к внесению эмпирических поправок в физические свойства, измеренные в обычных условиях.

Основные явления, вызываемые указанными выше термодинамическими факторами, таковы: уплотнение либо разуплотнение веществ, полиморфные переходы, химические и микроструктурные превращения, объединяемые понятием метаморфизма. Эти явления в той или иной степени изменяют физические свойства веществ Земли в зависимости от глубины — синтетического параметра, включающего в себя как P , T -условия, так и пространственную привязку разреза. Каждое из этих явлений может вызвать появление "слоистости" в физических свойствах, не всегда связанное с литологическими границами.

Для грубой количественной привязки P , T -условий к глубине залегания данной породы в определенном регионе ниже используется палетка геотерм Х. Поллака, Д. Чепмена [22]. Каждая кривая соответствует характерному для региона тепловому потоку (ТП). Совместно с палеткой используется карта теплового потока Кавказа [21]. Фактически это и есть программа P , T -условий для испытания образцов, причем в первом приближении можно ограничиться тремя основными P , T -программами для испытаний, а именно геотермами для 120, 60 и 30 мВт/м².

При современном состоянии петрофизического моделирования литосферы сред вряд ли имеет смысл использовать более детальные карты теплового потока и подбирать по ним изотермы для каждого значения ТП. Выбранные три типа геотерм назовем, мВт/м²: горячей — 120 ± 40 , холодной — 30 ± 10 и промежуточной — 60 ± 20 , или сокращенно Г, Х, П.

Итак, для оценки физических свойств породы с учетом P , T нужно по известному тепловому потоку в регионе подобрать соответствующую изотерму и задать глубину H . Пересечение изотермы с проекцией H дает как T , так и P на интересующей нас глубине, например на сейсмической границе по данным ГСЗ. В некоторых случаях, соответствующих нужным P , T -условиям, физические свойства породы можно непосредственно найти в таблицах. Однако чаще всего в экспериментах точно требуемые P , T -условия не соблюдены, и тогда приходится прибегать к грубым оценкам: например, для v_p и v_s основным параметром является P , а влиянием T можно в первом приближении пренебречь, тогда как для электропроводности основной переменной являются температура и содержание флюидов, а давление вызывает относительно малые изменения.

Очень важным представляется местоположение пересечения кривых плавления "сухих" (T_m^{\max}) и "влажных" ($T_m^{\text{H}_2\text{O}}$) пород с изотермами, и, зная, например, глубины скачкообразных изменений скоростей и электропроводности в литосфере, полученные по полевым данным, можно судить о реализации на данном участке мантии "сухих" или "влажных" моделей по температуре из геотермы, соответствующей скачку.

Имея такую термобарическую основу, можно приступить к моделированию петрофизических разрезов.

Построение комплексных геофизических моделей типа параметрических моделей Земли (РЕМ) подразумевает операцию оптимизации сейсмических, гравитационных, электрических, магнитных и других геофизических полей, когда выбираются такие физические параметры недр Земли и такое их пространственное распределение, которые приводят к наилучшему количественному согласованию этих полей. Естественно, чем больше независимых полей участвует в операции "сбивания" данных, тем надежнее модель.

Однако и наиболее согласованные параметрические модели останутся математическими абстракциями, если не будут более полно учтены реальные физические свойства вещества Земли в реальных глубинных термодинамических условиях, т.е. если не будут использованы материальные (теоретические либо эмпирические) соотношения, связывающие поля через физические свойства.

Возможность построения экспериментально обоснованных петрофизических моделей вытекает из того, что к настоящему времени накоплен богатый материал по физическим свойствам горных пород при высоких температурах и давлениях, в частности в P, T -условиях, соответствующих коре и мантии. Так же, как и в случае геофизической модели, оптимальной является комплексная петрофизическая модель, в которой учтены как упругие, так и плотностные, электрические, магнитные и другие свойства.

Однако в настоящее время чаще всего строятся обособленные модели, например петроскоростные, петроэлектрические и т.д., что вызвано в основном отсутствием комплексных, увязанных по P, T -условиям петрофизических данных по определенному типу пород. Принципы построения различных моделей идентичны и могут быть наглядно проиллюстрированы на примере петроскоростной модели.

Здесь же следует отметить, что такой общий принцип, как принятие доминирующей роли регионального метаморфизма (т.е. постулирование того, что чем глубже залегает порода, тем сильнее она метаморфизована), успешно примененный для построения петроскоростной модели Украинского щита, на Кавказе довольно часто будет нарушен ввиду активного развития шарьяжей, офиолитовых поясов, вызванных обдукцией, наличием субдукционных зон и т.д.

Петроскоростные модели (v -модели). Исходные данные для построения петрофизической модели таковы [3, 6, 11, 15]: а) профиль ГСЗ с подробной скоростной колонкой и другой сейсмометрической информацией (отражающие площадки и т.д.); б) другие геофизические и геологические данные по рассматриваемому профилю (особенно тепловое и гравитационное поля); в) коллекция образцов, представительных для региона и отражающих различные фации регионального метаморфизма; г) "термодинамическая" программа испытания образцов, т.е. программа одновременного изменения P, T -условий, в основном определяемая тепловым полем региона; д) наличие экспериментальных данных по скоростям v_p и v_s , соответствующих заданной P, T -программе. При отсутствии полных данных можно ограничиваться введением поправок на температуру.

При рассмотрении пункта "а" встает вопрос, какими именно скоростями следует пользоваться — пластовыми, граничными, средними и т.д.

В работах [3, 6, 11, 15] показано, что при построении модели можно привязываться к граничным сейсмическим скоростям v_T , причем, согласно А.М. Епинатьевой и др., при прогнозе вещественного состава кристаллического фундамента следует использовать интервальные значения V_T , выдерживающиеся в пределах тектонического блока, и сравнивать их с экстраполированными значениями $v_p = v_p^e$ по лабораторным данным. Личейная экстраполяция v_p с давлений 4–5 кбар на более низкое давление P_1 дает более высокие значения экстраполированной скорости, нежели измеренные непосредственно при давлении P_1 ($P_1 < 5$ кбар). Однако именно эти экстраполированные значения v_p^e , характеризующие породу с "залеченной" щелевидной пористостью, и оказались наилучшим образом согласующимися с данными КМПВ и бурения. Это можно объяснить артефактом — дополнительным растрескиванием породы при ее изъятии, в связи с чем и необходимо задавать в лабораторном эксперименте давление большее, нежели в природных условиях.

Конечно, если уточнить влияние флюидов, содержание которых в естественных условиях значительно, необходимость в экстраполяции v_p может и отпасть.

Сильно облегчает построение v -модели то обстоятельство, что, согласно достаточно большой статистике [3], однотипные породы, взятые из различных регионов, характеризуются достаточно узким интервалом скоростей, особенно при $P \geq 5$ кбар. Например, при $P = 5$ кбар 95% гранитов имеют v_p в пределах 6,16–6,26 км/с.

Построенные нами кривые частот распределения v_p для образцов гранитов Кавказа в основном согласуются с данными [2, 3] при $P > 1-2$ кбар, которые, по-видимому, можно распространить и на другие породы Кавказа. Вместе с тем следует помнить, что при малых давлениях наблюдается значительно более растянутая малоскоростная ветвь v_p при атмосферном давлении, что, возможно, связано с повышенной микротрещиноватостью пород из складчатых областей.

Естественно, что, помимо скоростей, желательнее использовать и другую сейсмическую информацию — затухание, мутность, плотность отражающих площадок и т.д., по которым можно делать весьма важные выводы о геологических свойствах и характере гетерогенности исследуемого региона.

Что касается профилей, то наиболее важными, по которым целесообразно проводить петроскоростные построения в первую очередь, являются профили ГСЗ: транскавказские — Анаклия–Эльбрус, Степное–Бакуриани, Волгоград–Нахичевань и субкавказский — Анаклия–Али-Байрам-ли [5, 7–9, 13, 14, 17]. Следует отметить, что некоторые из них являются составными и интерпретация по ним оказывается схематической.

Поскольку сейсмометрических данных пока недостаточно для построения петрофизических профилей большой протяженности, мы ограничились тремя участками — пересечением профиля Степное–Бакуриани с Большим Кавказом, Мирзаанской впадиной и Колхидской низменностью (район Цулукидзе) как типичными для горячей, нормальной и холодной литосферы.

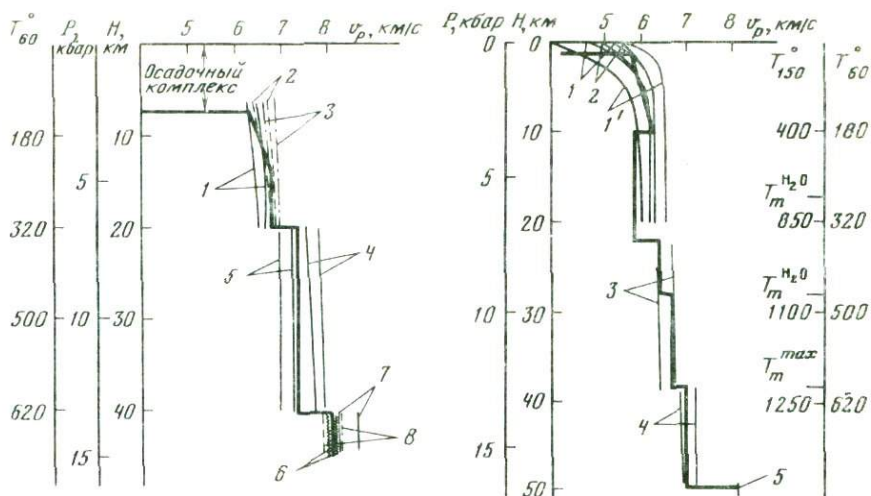


Рис. 1. Петроскоростной разрез Мирзаанской впадины по данным ГСЗ [8, 9] (жирная линия) и по экспериментальным исследованиям при различных P - T -условиях

Области доверительных интервалов скоростей (тонкие линии) для пород: 1 – гранодиоритов, 2 – диоритов, 3 – сланцев (||), 4 – пироксенитов, 5 – габбро, 6 – эклогитов, 7 – оливинитов, 8 – перидотитов

Рис. 2. Петроскоростной разрез Большого Кавказа (профиль Степное – Бакуриани) по данным ГСЗ [8,9] (жирная линия) и по экспериментальным исследованиям при различных P - T -условиях

Области доверительных интервалов скоростей (тонкие линии) для пород: 1 – гранитов, 2 – гнейсов (1), сланцев (1), 3 – гранодиоритов, гнейсов (||), кварцевых сланцев. 4 – габбро, диабазов, амфиболитов, 5 – ультрабазитов (эклогит, оливинит, пироксенит)

На рис. 1–3 приведены схематические скоростные колонки по данным [5, 8, 9], с которыми совмещены P , T -шкалы. Подчеркнем, что шкала T нелинейна. Естественно $v_p(H)$ имеет погрешность по v_p и H порядка нескольких процентов. Учитывая все это, а также данные [16, 18], табл. 1 работы [3] и температурные поправки [1], можно предложить следующую петрофизическую интерпретацию этих скоростных колонок:

1. Мирзаанская впадина (рис. 1): а) скорости 3,7–4,5 км/с связаны с молассой (песчаники, конгломераты, алевролиты); б) скорости 6,3–6,8 км/с – в верхах гранодиориты, в низах диориты либо сланцы (|| слоистости); в) скорости 7,5 км/с в интервале глубин 20–40 км – пироксениты; г) наконец, скорости 8–8,2 км/с на поверхности М – перидотиты, эклогиты.

2. Большой Кавказ (рис. 2) – дана двойная шкала температур: а) скорость 5,7–6,2 км/с, вероятнее всего, связана с гранитами и, возможно, вертикально залегающими гнейсами и сланцами; б) природу зоны низких скоростей на глубинах 10–20 км обсудим далее; в) скорости 6,4–6,6 км/с в интервале глубин 22–38 км – гранодиориты, диориты, сланцы (||), сланцы кварцевые; г) скорость 6,9 км/с в интервале от 40 км до поверхности М – вероятнее всего, диабазы, габбро, амфиболиты; д) как везде, скорости на поверхности М соответствуют ультрабазитам. Реаль-

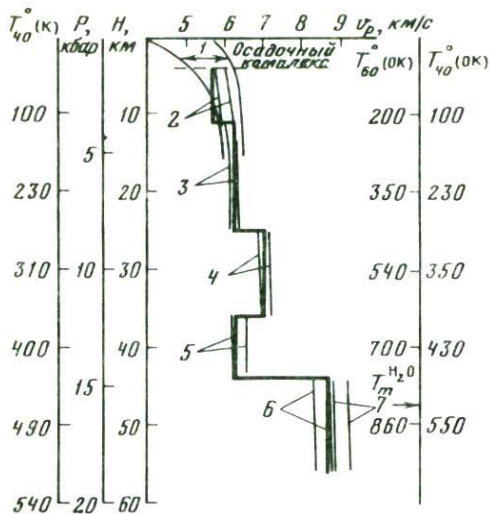


Рис. 3. Петроскоростной разрез Колхидской низменности (г. Цулукидзе) по данным ГСЗ [5] (жирная линия) и экспериментальным исследованиям при различных P - T -условиях

Области доверительных интервалов скоростей (тонкие линии) для пород: 1 – гранитов Кавказа, 2 – гнейсов (I), сланцев (II), 3 – гранитов, гранито-гнейсов, сланцев (I), 4 – габбро, диабазов, амфиболитов, 5 – ультрабазитов, серпентинизированных на 60–70% при $10 < P < 15$ кбар, 6 – оливинитов, 7 – ультрабазитов, серпентинизированных на 0–10% при $P = 15$ кбар, T_{40}^0 (ок) и T_{60}^0 (ок) – океанические геотермы при ТП соответственно 40 и 60 мВт/м²

ность этой интерпретации подтверждается выходами на поверхность близ описываемого пункта таких пород, как граниты, гранодиориты, диориты, габброиды [4].

Вообще по Кавказу для альпийского комплекса кристаллического фундамента $V_r = 5,5$ – $6,5$ км/с, что ближе всего к гранитам и гранодиоритам; на границе М $v_r = 8,0$ – $8,3$ км/с может быть обусловлена малосерпентинизированными ультрабазитами – эклогитом, оливинитом, пироксенином, перидотитом. Что же касается природы волновода на глубине 10–20 км, то, если его объяснять частичным плавлением, необходимо даже для “влажной” модели коры принять ТП = 150 мВт/м²; однако далее трудно объяснить возрастание v_p в более глубоких слоях: при таком ТП уже на глубине 40–50 км должна расплавиться даже “сухая кора”, тогда как на этих глубинах скорость возрастает до 7–8 км/с (см. рис. 2). Видимо, этот волновод нужно объяснить либо литологией, либо повышенной трещиноватостью.

3. Колхидская низменность (рис. 3) – дана тройная шкала температур с тем, чтобы проиллюстрировать различные петрофизические варианты волновода над поверхностью М: континентальная – T_{40}^0 (К) и две океанические – T_{40}^0 (ок) и T_{60}^0 (ок). Последняя геотерма соответствует предположению, что кора здесь океанического типа, а тепловой поток занижен на 20 мВт/м² осадочным покровом толщиной 3–4 км с малой теплопроводностью. Петрофизическая интерпретация приводит к следующей возможной колонке: а) $v_p = 5,7$ км/с – граниты Кавказа [2] либо гнейсы (I) и сланцы (I); б) $v_p = 6,2$ км/с – граниты, гранито-гнейсы, сланцы (II); в) $v_p = 7$ км/с – габбро, диабазы, амфиболиты; г) наиболее интересны скорости $v_p = 6,3$ км/с, соответствующие волноводу. В случае континентальной геотермы это можно объяснить либо серпентинизацией ультрабазитов (поскольку эти скорости соответствуют ультраосновным породам, серпентинизированным на 70–60% при $10 < p < 15$ кбар), либо трещиноватостью пород. Частичное плавление “влажной” коры может иметь место

при океанической геотерме для ТП 60 мВт/м^2 (см. рис. 2, 3); д) $v_p = 8,5 \text{ км/с}$ — оливиниты либо мало (0–10%) серпентинизированные ультрабазиты при $P > 15 \text{ кбар}$.

На рис. 1–3 доверительные интервалы (0,95) скоростей по лабораторным данным приведены без температурных поправок, но подбирались те разности пород, у которых полоса скоростей немногим (1–2%) выше экспериментальных, причем сдвиг возрастал с глубиной. При таком построении введение температурных поправок согласно [1] приводит к хорошему соответствию лабораторных и полевых данных.

Рассмотрим более подробно возможную природу волноводов. Первый тип волновода, наблюдаемый в "гранитном" слое на глубинах 10–15 и 18–23 км под Куринской впадиной, Большим и Малым Кавказом (см. рис. 2) с пластовой скоростью 5,6–5,8 км/с, вряд ли имеет одинаковое объяснение из-за большого различия в термодинамических условиях в этих регионах.

Можно предложить следующие объяснения природы приповерхностных волноводов: а) в горячей литосфере (ТП $> 80 \text{ мВт/м}^2$) возможно частичное плавление ниже изотермы 700°C . Кроме того, поскольку Кавказ — область недавнего вулканизма, не исключено наличие линз подплавленного вещества в некотором интервале глубин, причем ниже линзы плавление может и отсутствовать; б) в холодной и промежуточной по ТП коре мелкая ЗНС может быть обусловлена своеобразным эффектом снижения v_p при P, T -условиях, соответствующих глубинам 3–7, а также 10–20 км [10], подмеченным при одновременном изменении P и T по программам, соответствующим тепловым потокам примерно 35, 55 и 60 мВт/м^2 . Эти ЗНС имеют "термодинамическую" природу и обусловлены, скорее всего, сложным взаимодействием теплового расширения и всестороннего давления.

Не исключено и наличие шарьяжей, зон субдукции и аккреции плит и других тектонических причин образования волноводов, в результате чего мощные малоскоростные осадочные формации могут оказаться погребенными под высокоскоростными метаморфическими породами, как это было обнаружено недавно детальными сейсмическими исследованиями в Южных Аппалачах [20]. Наконец, граниты Кавказа, как отмечалось, при малых давлениях обладают аномально малыми скоростями, скорее всего из-за трещиноватости, поэтому наличие на какой-то глубине зоны разгрузки может резко понизить скорость ввиду раскрытия трещин.

Волновод второго типа (например, под Нижнекуруинской впадиной), наблюдаемый непосредственно над поверхностью М в "базальтовом" слое, может быть вызван изменением химического состава (серпентинизацией), ибо температура на поверхности М ($< 500^\circ\text{C}$) представляется недостаточной для подплавления материала. Однако в горячей коре (см. рис. 3, шкала T_{60}^0 (OK)) при наличии воды не исключено и частичное плавление.

Нельзя обойти и весьма интересную гипотезу о глубинных газах Земли, согласно которой на глубинах в десятки километров возможно столь высокое давление газа (метан, пары воды и т.д.), которое позволяет трещинам в породе раскрыться, несмотря на огромное гидростатическое давление, причем подобная зона залегает в виде пласта. Ясно, что такое образование должно обладать низкой скоростью, зависящей от концентрации и распора трещин.

Во всех случаях (серпентинизация, частичное плавление, глубинный газ) для заметного влияния на v_p , электропроводность и другие структурочувствительные свойства низкоскоростная компонента должна удовлетворять условию перколяции [19, 23], причем решающее значение приобретает не только концентрация аномальной компоненты (трещины, расплав, серпентин), но и ее связность.

Интересная особенность строения Закавказья — это протяженное высокоскоростное тело с близкой к "мантийной" пластовой скоростью 7,5–7,8 км/с, прослеживаемое под Среднекуринской, Мирзаанской впадинами и, возможно, далее. Предполагается, что это интрузия основных или ультраосновных пород [4, 5]. Петроскоростная интерпретация приводит к выводу, что это, скорее всего, пироксенитовая формация, представляющая собой несколько более "основной", чем обычно, "базальтовый" слой в этом районе, возможно, океанического типа [12].

Приведенный анализ, естественно, весьма схематичен, но он может дать основу для последующей детализации. В частности, он показывает, сколь важно иметь более надежную геотермическую основу для петрофизического моделирования. Уточнение ее является насущной задачей, решение которой значительно улучшит интерпретацию геофизических данных, особенно при выяснении природы волноводов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Воларович М.П., Баюк Е.И., Шагинян Г.Ш.* Исследование скорости и поглощение продольных волн в горных породах и минералах при давлениях до 15 кбар и температурах до 600°C. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 7, с. 82–90.
2. *Воларович М.П., Вольнец Л.Н.* Распределение скоростей продольных волн при высоких давлениях в образцах изверженных пород различных регионов. — Геофиз. журн., 1981, № 2, с. 66–70.
3. *Воларович М.П., Вольнец А.Н., Левшин А.А.* Вещественный состав земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и лабораторным измерениям. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 6, с. 76–81.
4. *Джоиев Т.Н.* Сборник результатов химических анализов магматических и метаморфических горных пород ГССР. Тбилиси: Мецниереба, 1974. 350 с.
5. *Диасамидзе Ш.П., Иоселиани М.С., Раджабов М.М.* Сейсмическая модель земной коры в Колхидской низменности. — Сообщ. АН ГССР, 1980, № 1, с. 77–79.
6. *Епинашьева А.М., Александрова Т.В., Баюк Е.И.* и др. Прогноз вещественного состава кристаллического фундамента по величинам граничных скоростей. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 5, с. 42–55.
7. *Иоселиани М.С.* Строение осадочного комплекса кристаллического фундамента территории Грузии по геофизическим данным. Тбилиси: Мецниереба, 1969. 236 с.
8. *Краснопевцева Г.В.* Глубинное строение Кавказа. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978, с. 190–199.
9. *Краснопевцева Г.В., Резанов И.А., Шевченко В.И.* Глубинное строение, природа сейсмических границ и эволюция коры Кавказа. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977, с. 203–216.
10. *Лебедев Т.С., Корши В.А.* Упругие свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. — Publ. Techn. Univ. Heavy Industry. Ser. A, 1970, vol. 35, p. 3–76.
11. *Лебедев Т.С., Оровецкий Ю.П., Буртный П.А.* Петрофизическая модель земной коры по результатам экспериментальных исследований, материалам ГСЗ и геологическим данным. — В кн.: Исследования физических свойств минерального

- вещества Земли при высоких термодинамических параметрах. Киев: Наук. думка, 1977, с. 195–204.
12. *Мошавили А.Б.* Эволюция земной коры Куринской впадины. – В кн.: Тез. II семинара по геодинамике Кавказа. Тбилиси, 1980, с. 36–38.
 13. *Мурусидзе Г.Я.* Строение земной коры и верхней мантии в Грузии и сопредельных районах по сейсмическим данным. Тбилиси: Мешниереба, 1976. 170 с.
 14. *Павленкова Н.И.* Строение земной коры и верхней мантии юга европейской части СССР по геофизическим данным. – В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 71–80.
 15. Процессы и свойства вещества Земли. М.: Наука, 1981. 172 с.
 16. Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах / Под ред. М.П. Воларовича. М.: Недра, 1978. 237 с.
 17. *Твалтвадзе Г.К.* Строение земной коры в Грузии и построение систем теоретических годографов. Тбилиси, 1960. 142 с.
 18. *Челидзе Т.Л., Грдзелишвили Т.Г.* Сводные таблицы упругих свойств пород Кавказа. Тбилиси, 1979. 48 с.
 19. *Челидзе Т.Л., Колесников Ю.М.* Моделирование и прогноз процесса разрушения в рамках теории протекания. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1983, № 5, с. 24–34.
 20. *Cook F.A.* Thin-skinned tectonics in the crystalline southern Appalachians. – *Geology*, 1979, vol. 7, N 12, p. 563–567.
 21. *Kutas R.I., Lubimova E.A., Smirnova E.V.* Heat flow map of the European part of USSR. – *Pure Appl. Geophys.*, 1978/79, vol. 117, p. 104–109.
 22. *Pollak H.N., Chapman D.S.* On the regional variations of heat flow, geotherms and lithospheric thickness. – *Tectonophysics*, 1977, vol. 38, p. 60–76.
 23. *Shankland T.J., O'Connell R.J., Waff H.S.* Geophysical constraints on partial melt in the upper mantle. – *Revs Geophys. and Space Phys.*, 1981, vol. 19, p. 394–406.

УДК 550.838.5 (479.22)

Л.В. Векуа, Г.М. Майсурадзе, Дж. З. Сологашвили,
Е.Ш. Павленишвили, В.К. Какулия

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ И СТРАТИГРАФИЯ ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ГРУЗИИ

Южно-Грузинское нагорье входит в систему Малого Кавказа, занимая его внутреннюю часть. Границы области определяются пределами распространения постпалеогеновых вулканических образований, в частности на западе – меридиональным Арсианским хребтом, на севере – южными отрогами Аджаро-Триалетского хребта, на востоке – Храмским массивом и восточной частью Сомхетского хребта, а на юге – границами с Турцией и с Арменией.

В формировании современных морфологических черт области ведущую роль сыграли тектонические движения и вулканизм, проявившиеся на позднеорогенном этапе альпийского геотектонического цикла. Неотектонические проявления на Южно-Грузинском нагорье определяются Транскавказским поперечным поднятием. Субмеридиональные транс- и межзональные глубинные разломы контролировали магматические циклы миоплиоцена и позднего плиоцена–плейстоцена. В результате в области накопился эффузивно-пирокластический материал огромной мощности преимущественно среднего и основного состава.

Таким образом, геологически это сложно построенная область, сформировавшаяся в результате аккумуляции вулканического материала готердзской (кисатибской—миоплиоцен) и ахалкалакской (поздний плиоцен — ранний, средний (?) плейстоцен) свит.

Изученная нами восточная часть Центрального Кавказа охватывает Казбекскую вулканическую область, которая расположена в пределах сочленения Центрального и Восточного сегментов мегантиклинория Большого Кавказа [21]. Эруптивная активность вулканов контролировалась Казбек-Цхинвальским поперечным и субширотными трансзональными и внутризональными продольными глубинными разломами [27]. Начиная с позднего плиоцена и по голоцен включительно с переменной активностью вулканы извергали пирокластику и лавы преимущественно среднего состава. Своего максимума эта активность достигла в первой половине позднего плейстоцена.

К настоящему времени имеется обширный материал о геологии и геоморфологии как Южно-Грузинского нагорья, так и Центрального Кавказа (работы Г.В. Абиха, В.П. Ренгартена, Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, Д.С. Белякина, В.П. Петрова, П.Д. Гамкредидзе, Н.И. Схиртладзе, К.Н. Паффенгольца, Л.И. Маруашвили, Е.Е. Милановского, Н.В. Короновского, Н.Е. Астахова, Д.Г. Джигаури и др.). Несмотря на это, все еще затруднено решение ряда вопросов, связанных, в частности, с уточнением стратиграфических границ свит, отдельных лавовых покровов и их комплексов. Причина этого в скудности палеонтологического материала, малочисленности маркирующих горизонтов, с одной стороны, и в отсутствии комплексного подхода к исследованиям — с другой.

Для уточнения стратиграфии молодых вулканитов Южно-Грузинского нагорья и Казбекской вулканической области и корреляции данных образований, а также решения региональных стратиграфических вопросов на основе воссоздания геомагнитного поля в неоген-четвертичном периоде при изучении геологических разрезов были использованы палеомагнитный, радиологический и морфостратиграфический методы.

В строении Южно-Грузинского нагорья доминирует базальтовая формация так называемой ахалкалакской свиты (ранее цалка-ахалкалакской свиты), возрастом которой принято считать поздний плиоцен — ранний плейстоцен, а возможно, и средний плейстоцен. Под этой свитой понимается мощная толща покровов долеритовых, базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых лав, чередующихся как между собой, так и с озерными отложениями. Какой-либо закономерности в этом чередовании не отмечено, что указывает на ареальный вулканизм того времени. Исключение составляет лишь покров оливиновых долеритов, образующий поверхность Ахалкалакского плато (Джавахетское плоскогорье) и представляющий собой верхнюю часть лавового комплекса ахалкалакской свиты.

Наиболее спорным является вопрос о возрасте этих оливиновых долеритов, который фактически определяет "отсчет" времени образования более поздних эффузивов Джавахетского нагорья и начала крупных эрозивных циклов.

Под цалка-ахалкалакской свитой раньше понимали так называемые "нижние" и "верхние" долериты, между которыми находятся озерные отложения. Они и легли в основу датировки этой свиты. В районе Цалка

(бассейн р. Храми) в озерных отложениях Беденского хребта были найдены остатки *Elephas (Archidiscodon) planifrons* Falc. и *Equus sf. stenonis* Cocchi [17]. Указанная фауна и вмещающие ее отложения были отнесены к позднему плиоцену (акчагыл-апшерон).

Позднее цалкинские и ахалкалакские эффузивы были признаны одновозрастными [12, 15], что и определило нижний возрастной предел ахалкалакской свиты.

Сложность представляло выяснение верхнего возрастного предела ахалкалакской свиты. Распространено мнение, что "верхние" долериты и залегающие на них аллювиально-озерные отложения раннеплейстоценового возраста. Нужно здесь же отметить, что аллювиально-озерные отложения, широко развитые на Джавахетском плоскогорье, занимают обширные пространства в пределах лавового плато, распространяясь и на территорию Армении.

На юго-западном склоне Амиранисгора у Ахалкалаки [4, 5] в рыхлых отложениях определена фауна млекопитающих, в ее составе — зюссенборнская лошадь, гишпопотам, трогонтериевый слон, архидискодон, этрусский носорог и др. Как отдельные представители ахалкалакской терриофауны, так и весь фаунистический комплекс датируются ранним плейстоценом.

Вмещающие фауну озерно-делювиальные отложения объединились с аллювиально-озерными, покрывающими "верхние" долериты, а потому "верхние" долериты считались либо синхронными раннеплейстоценовым озерно-делювиальным отложениям, либо относительно более древними.

В восточных районах Южно-Грузинского вулканического нагорья, в частности на Цалка-Триалетском и Дманисском плоскогорьях (бассейн р. Храми), выделяются три разновозрастных эффузивных комплекса [1, 23, 25]. Наиболее молодыми принято считать андезиты и андезитодациты вулканов Тавкветили—Шавнабада; их возраст — поздний плейстоцен—голоцен, или поздний плейстоцен. Второй, более древний, комплекс представлен в основном долеритовыми лавами Беденского хребта, Дманисско-Гомаретского плато и Машаверского потока. Верхнюю часть этого комплекса датируют средним плейстоценом по ископаемой фауне в межлавовых озерных отложениях у селений Земо-Орозмани, Земо-Карабулахи и Аха [1], а нижнюю — поздним плиоценом, и здесь в основе датировки лежит фауна из озерных межлавовых отложений Беденского хребта [17] и Гомаретского плато [11]. Третий лавовый комплекс, представленный андезитами и андезито-базальтами, определяется как позднелигоценый вследствие его залегания под эффузивами второго комплекса.

В Казбекском регионе расчленение вулканитов строилось на основании морфостратиграфических исследований. К примеру: Мнадонский андезитовый поток, который излился из Казбекского центра, распространился по южному склону массива, заполнив троговую долину рисского ледника [3], забронировав при этом аллювиальные галечники. Подошва последних в настоящее время находится на высоте 200–250 м над современным руслом Терека. Если величина переуглубления ложа долины Терека порядка 250–300 м, то суммарная амплитуда вреза достигает примерно 500 м, на основании чего время излияния Мнадонского потока Е.Е. Ми-

лановский и Н.В. Короновский приурочивают к раннему плейстоцену (две разные интерпретации возраста лав).

Из краткого обзора существующих представлений следует, что они недостаточны для детального стратиграфического расчленения позднекайнозойских вулканитов Грузии и корреляции территориально разобщенных разрезов.

Для уяснения стратиграфии молодых вулканитов исследуемых областей были изучены 33 разреза, которые, дополняя и продолжая друг друга, охватывают стратиграфический диапазон от ачкагыла до голоцена включительно.

Из опорных разрезов Южной Грузии и Казбекского района, как из каждого лавового потока в отдельности, так и из зон контакта и межлавовых озерных отложений, нами были отобраны образцы *in situ*, ориентированные относительно астрономического меридиана.

Как известно, после снятия и транспортировки образцов они приобретают паразитную намагниченность, которая искажает естественную остаточную намагниченность I_n , приобретенную образцом *in situ*. С целью снятия вторичной I_n^h намагниченности, приобретенной породой в течение всей "жизни" под воздействием различных физических факторов, и выделения первичной остаточной намагниченности I_n^0 , производили различные виды чистки образцов кубической формы.

На основании временной чистки выяснилось, что намагниченности этих образцов довольно стабильны, и при этом величина стабильности S меняется от 0,7 до 0,98.

Температурную чистку производили по методу двойных последовательных нагревов [26] для образцов из каждого штуфа. По полученным экспериментальным данным видно, что в течение всей "жизни" пород остаточная намагниченность не претерпела существенных температурных воздействий и соответственно изменений. Эти изменения общей намагниченности составляют примерно 10%. Колебания температур после формирования пород, по-видимому, не превышали 100–150°С. Полученные данные указывают на синхронность выделенной нами первичной намагниченности изучаемых вулканогенных пород и доказывают их термоостаточную природу. На основании этих же экспериментов определялась напряженность древнего магнитного поля Земли для времени образования вулканитов.

При исследовании вулканогенных пород мы применяли также метод чистки переменным магнитным полем, использование которого исключает возможные химические превращения в образцах, которые могли бы иметь место во время термической обработки. Чистке переменным полем подвергались серии образцов каждого штуфа. Результаты экспериментов показали, что изучаемые породы довольно стабильны и устойчивы по отношению к переменному полю: вторичная намагниченность полностью снимается при значении приложенного переменного магнитного поля $h \approx 100-150$ Э (рис. 1).

При выделении первичной намагниченности I_n^0 были приняты во внимание результаты всех вышеприведенных методов чистки, на основании анализа которых оказалось, что мера стабильности S изучаемых нами горных пород колеблется в пределах 0,64–1,00, что указывает на их пригодность к палеомагнитным исследованиям.

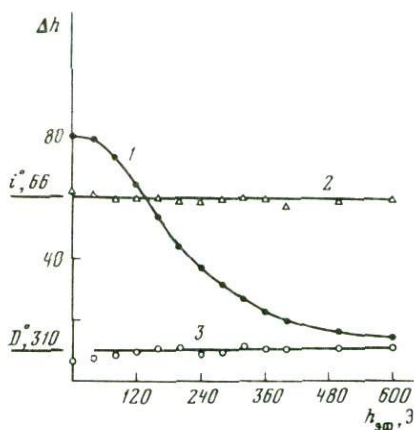


Рис. 1. Размагничивание переменным полем естественной остаточной намагниченности. Обр. XIV-2

1 - I_n ; 2 - i ; 3 - D

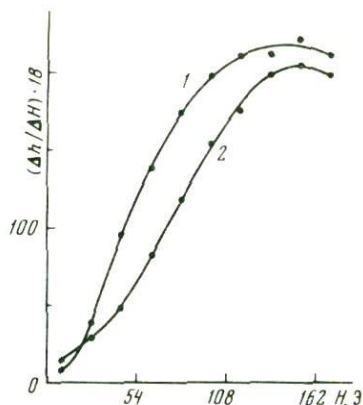


Рис. 2. Характерная кривая коэрцитивных спектров. Обр. IX-1

$N_T = 0,27$; $\gamma_0 = 20,0$; $\Delta_m = 15,0$ 1 - ЕС; 2 - НС

Кроме предыдущих экспериментов, с целью выяснения термоостаточной природы намагниченности I_n^0 изучаемых пород были построены коэрцитивные спектры, на основании которых вычислен температурно-чувствительный параметр N_T . Значение $N_T = 0,25-0,35$ указывает на термоостаточную природу намагниченности I_n^0 (рис. 2). Для диагностики состава и структуры ферромагнитных минералов в образцах горных пород нами вычислены параметры γ_0 и Δ_m (см. рис. 2) по методу Л.Е. Шолпо [28, 29]. Для изучаемых пород проделан также минералогический анализ, результаты которого подтверждаются исследованиями методом магнитной диагностики. Установлены основные ферромагнитные компоненты в исследуемых образцах: они в основном содержат титаномагнетит, маггемит, магнетит, пиротин и ильменит.

Определены коэффициенты вязкости S_v , величина которых колеблется от 2 до 34 Э.

Изменения D_0 и i_0 в образцах Токского разреза мощностью ~ 300 м, состоящие из 63 потоков и изученные нами детально, показывают, что они до и после инверсии изменялись более или менее спокойно, особенно угол наклонения i , а в момент инверсии они почти одновременно дают резкие отклонения. Эти отклонения, по нашему мнению, не случайны, и их можно считать одним из предвестников инверсии (рис. 3).

Из анализа термокривых $I_{rs,1}$ и $I_{rs,2}$ для образцов Токского разреза видно, что в нижних потоках вулканических образований этой свиты влияние гипергенных процессов мало замечается, а в верхних и средних потоках вообще не обнаруживается (рис. 4). Кроме того, видно, что образцы из потоков 3-41 и 49-63 представляют собой магнетитсодержащие породы, в которых намагниченность исчезает при температуре 580°C , а для образцов из потоков 42-48 ферромагнитным минералом является титаномагнетит, точка Кюри которого, по нашим данным, колеблется между 250 и 310°C .

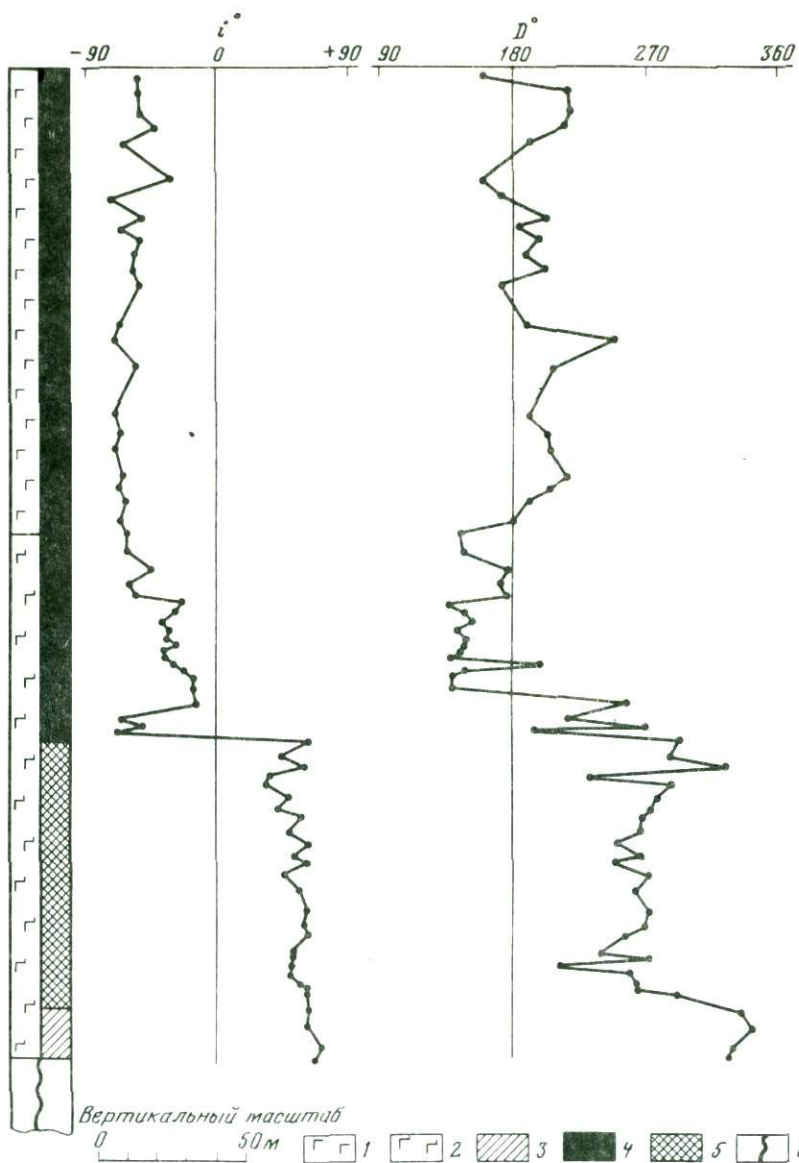


Рис. 3. Литология и характер изменения палеомагнитных параметров Токского разреза

1 — долериты; 2 — сферические базальты; 3–5 — геомагнитная полярность: 3 — прямая, 4 — обратная, 5 — аномальная; 6 — неизученная зона

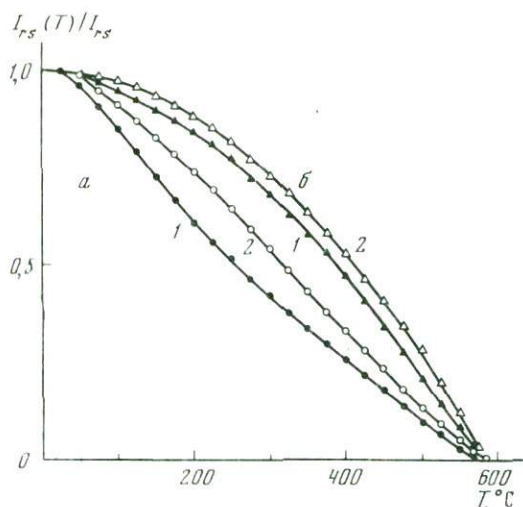


Рис. 4. Термомангнитные кривые первого (1) и второго (2) нагрева образцов Токского разреза

a — обр. Т-12; 1 — $I_{rs,1}$, 2 — $I_{rs,2}$; *б* — обр. Т-55: 1 — $I_{rs,1}$, 2 — $I_{rs,2}$

На основании выделенной нами первичной остаточной намагниченности для каждого обнажения были вычислены координаты виртуальных полюсов. Изученные нами породы, начиная с голоцена, охватывают временной интервал $\sim 2,7 \cdot 10^6$ лет.

Характер изменения координат виртуальных полюсов в эпохи Гаусса, Матуймы и Брюнесса, по нашему мнению, в основном являются результатами прецессии геомагнитного диполя.

Кроме того, на основании опорных разрезов построена схема палеомагнитной корреляции по направлениям I_n^0 (рис. 5 см. вкл.) [8, 9].

Палеомагнитное изучение пород показало: самыми древними вулканическими образованиями являются прямо намагниченные сферические базальты ущелья Паравани (нижняя часть разреза Токи — для потока мощностью 26 м). Они несогласно залегают на слабодислоцированной туфогенной толще гондердской свиты. Вышележащие 12 потоков (мощностью 74 м) сферических базальтов характеризуются NR -намагниченностью и относятся к переходной зоне. Что касается лавовых потоков, залегающих выше — 10 потоков (мощностью 65 м) сферических базальтов и 16 потоков (мощностью 145 м) массивных долеритов, в том числе самых верхних долеритов плато в районе Токи, — то они обратно намагничены. Последние по палеомагнитным параметрам хорошо совмещаются с долеритами и андезито-базальтами из районов Аппия, Сарписгеле, Цалка, Швидсакдара и с датированными по К-Аг эффузивами оз. Сагамо и Цалка-Триалетского плоскогорья (Сатхе — 2,25 млн. лет и Триалети — 2,36 млн. лет [19, 23]).

Прямая намагниченность характерна для "нижних" долеритов в разрезах Ахалкалаки-Дилиска. Межлавовые озерные отложения и "верхние" долериты в этих разрезах характеризуются переходной NR -полярностью. "Нижние" долериты по своим палеомагнитным параметрам хорошо сби-

ваются с таковыми в разрезах Корхи—Апния. В последнем случае лавы непосредственно продолжают датированные по К—Аг эффузивы в Триалети и Сатхе. Сопоставление этих данных со шкалой Кокса позволяет увязать "нижние" долеритовые лавы с эпизодом Гилса, а озерные отложения и "верхние" долериты — с переходной зоной от Гилса ко второй половине обратной полярности Матуяма.

В основе этого вывода лежит следующее:

1. В разрезе Корхи "верхние" долериты обратно намагничены, их палеомагнитные параметры сходны с таковыми долеритов Самшвилде и андезито-базальтов Дашбащи. Абсолютный возраст последних 1 млн. лет (средний апшерон).

2. Аналоги аллювиально-озерных отложений, залегающих на "верхних" долеритах Ахалкалакского плато, широко развиты на Закавказском нагорье. По данным А.Т. Асланяна [2], А.А. Габриеляна [10], Ю.В. Саадяна [24] и др., аллювиально-озерные отложения в Ленинканском районе уходят под 400-метровые озерные отложения Ширакской котловины, датируемые баку—ранним хазаром.

3. Аллювиально-озерные отложения Ахалкалакского плато у г. Амيرانисгора покрываются озерно-делювиальными отложениями, которые содержат комплекс раннеплейстоценовой фауны.

4. В межлавовых озерных отложениях Беренского хребта, как выше указывалось, обнаружены стеновая лошадь и архайчный слон.

Более молодыми лавами на Ахалкалакском плато являются андезиты Кумурдо. Они расположены на долеритах плато и бронируют их [19]. Возраст лав 1,1 млн. лет [20]. Поскольку эти андезиты прямо намагничены, они сопоставляются нами с эпизодом Харамильо (верхи среднего апшерона).

Подытоживая вышесказанное, акчагыл-апшеронский возраст вулканитов ахалкалакской свиты можно считать выясненным.

Самым молодым образованием западной половины Южно-Грузинского вулканического нагорья является Куринский долеритовый поток. Он представляет собой обособленное геологическое тело, ограничивающееся ущельем р. Куры. Излияние лав контролировалось Хертвисским разломом, на котором у слияния рек Куры и Паравани находится разрушенный вулканический центр [15]. Куринский долеритовый поток в настоящее время разобщен эрозией. Лавы бронируют докольные террасы Куры и заполняют ущелье в диапазоне высот 150—330 м над современным урезом реки. Наиболее низкий уровень распространения лав соответствует высоте датированной нами [18] VII раннехазарской террасы (140—160 м). Обратная намагниченность лав Куринского потока [13, 19] представляется нам весьма закономерной. Ведь излияние лав происходит на границе бакинского и хазарского веков, что по Международной магнитостратиграфической шкале соответствует эпизоду обратной намагниченности эпохи Брюнеса, определяемому в 0,375 млн. лет.

В восточной части Южно-Грузинского нагорья, в бассейне р. Храми к среднему апшерону мы относим долеритовые лавы Беденского потока в разрезе у селения Самшвилде (нижняя и средняя часть разреза) и андезито-базальтовые лавы Дашбащи, возраст которых по К—Аг $1 \pm 0,3$ млн. лет. Эти лавы обратно намагничены, и их палеомагнитные параметры близки.

К позднему апшерону—раннему плейстоцену относятся долеритовые потоки Арахло, Авранло, Бедени (верхние), Карабулахи и Аха (нижние), а также лавовый останец Каклиани, лавовые покровы Дисвели и Гомарети (верхние). Радиологический возраст последних трех покровов соответственно, млн. лет: $0,65 \pm 0,2$; $0,57 \pm 0,2$ и $0,41 \pm 0,2$ [23]. Для вышеуказанного комплекса лав характерны обратная геомагнитная полярность и близкие магнитные параметры, что наряду с датировками довольно четко определяет их место в шкале Кокса — верхи эпохи Матуяма (до самого рубежа с эпохой Брунес). Учитывая существующие морфостратиграфические и геологические представления о возрасте молодых вулканитов Храмского бассейна, приходим к выводу, что к позднему апшерону относятся лавы Каклиани, Дисвели, Арахло, Авранло и Бедени (верхние), а к раннему плейстоцену — лавы Гомарети (верхние), Карабулахи и Аха (нижние).

В районах двух последних разрезов на нижних долеритах располагаются озерные пески мощностью 3—5 м. В долине р. Карабулахи отложения эти плотные, тонкослоистые и слабодислоцированные. Нижняя половина озерной пачки характеризуется аномальной геомагнитной полярностью, а верхняя — прямой намагниченностью. Мы считаем, что аномальная или промежуточная полярность в озерных отложениях должна соответствовать инверсии геомагнитного поля на рубеже эпох Брунес—Матуяма, так как магнитные параметры прямо намагниченных озерных отложений (верхняя половина разреза) хорошо сопоставляются с таковыми прямо намагниченных долеритовых лав Орозмани, Машавера, Сарписгеле и Дманиси. К—Аг возраст последних $0,53 \pm 0,20$ млн. лет.

Таким образом, на Южно-Грузинском вулканическом нагорье по палеомагнитным и радиологическим данным граница между палеомагнитными эпохами Брунес—Матуяма проходит в низах раннего плейстоцена, вероятнее всего, на рубеже нижебакинских и тюрканских горизонтов (внутри нижней чауды для Черноморского бассейна).

Морфостратиграфически выше в данных разрезах следуют андезито-базальтовые и базальтовые лавовые потоки, намагниченные обратно. В разрезе Карабулахи лавы эти расположены на озерной толще, а в других случаях — на долеритовых лавах с прямой намагниченностью. В разрезе Сарписгеле нижняя часть андезито-базальтового потока носит отпечаток аномальной геомагнитной полярности.

Магнитные параметры обратно намагниченных лав хорошо коррелируются между собой, но несколько отличаются от параметров обратно намагниченных лав Куринского долеритового потока (разрезы Аспиндза, Хертвиси), в связи с чем мы приурочиваем их к так называемой Днепровской зоне.

В существующей обширной литературе по палеогеографии четвертичного периода доказывается, что самым продолжительным в плейстоценовой истории Земли является лихвинское (миндель-рисское) межледниковье. Выделенные нами в бассейнах Куры и Храма обратно намагниченные эпизоды в разрезах Аспиндза, Хертвиси, Сарписгеле, Орозмани и Карабулахи морфостратиграфически и магнитохронологически хорошо совмещаются с лихвинским межледниковьем продолжительностью до 100 тыс. лет. В связи с этим мы склонны объединить эти два обратномагниченных

эпизода в один, назвав его в региональной палеомагнитной хроностратиграфической шкале Грузии обратномагнитным эпизодом Храми. Внутри данного эпизода зафиксирована неполная миграция, или экскурс магнитного поля, хорошо выраженный в разрезе Сарписгеле.

Таким образом, обратномагнитный эпизод Храми в эпоху Брюнеса синхронизируется с эпохой лихвинского межледникового Русской равнины (миндель-рисс).

Более молодыми вулканическими образованиями в Южной Грузии являются долеритовые лавы в разрезах Карабулахи и Орозмани (верхние), бронирующие флювиальные отложения мощностью до 0,5 до 6 м. Последние залегают на обратномагнитных андезит-базальтовых лавах эпизода Храми. Долеритовые лавы прямо намагничены и по параметрам I_n^0 близки лавам Казбекского района (лавы ущелья Бидара). Весь этот комплекс лав мы относим к среднему плейстоцену.

По данным палеомагнитных исследований и анализа фактического материала самыми молодыми лавами в области являются андезит-дацитовые лавы вулкана Тавкветила. По палеомагнитным параметрам эти лавы довольно близки лавам Крестового перевала (см. ниже). Лавы Тавкветила мы датировем низами позднего плейстоцена. Существующая К-Аг датировка их ($0,37 \pm 0,15$ млн. лет) нам представляется преувеличенной.

Стратиграфическое расчленение плейстоценовых лав вулканов Центрального Кавказа основывается в основном на данных изучения морфостратиграфическим методом — глубины эрозионных врезов, чередование лав с моренами, число и морфометрия потоков и др. Палеомагнитное исследование лав внесло определенную ясность в вопрос об их положении в стратиграфической шкале. В частности, Мнадонский андезитовый поток, который спускается по юго-западному склону Казбека по долине левого притока Терека — р. Мнаисидон, распространяясь ниже по долине Терека до селения Коби, намагничен прямо. Палеомагнитные параметры, полученные при обработке около 30 образцов из данного потока [6], оказались сходными с параметрами раннеплейстоценовых долеритовых лав Машавера, Орозмани и Дманиси, что и определило их раннеплейстоценовый возраст.

К среднему плейстоцену мы относим прямомагнитные андезитодацитовые лавы ущелья Бидара (правый приток р. Терек), которые по палеомагнитным показателям весьма близки "верхним" долеритовым лавам Орозмани, Карабулахи. Эти данные могут служить подтверждением точки зрения тех исследователей, которые допускают распространение лав вулкана Патара Непискало (Кельское плато) через Крестовый перевал в ущелье Бидара [21], тем более что лавы Патара Непискало датируются средним плейстоценом [16].

Андезит-дацитовые лавы Гудаури-Млетского потока, излившиеся из вулкана Сакохе (Крестовый перевал), датируются нами как образования, предшествовавшие раннененскринскому (ранний вюрм) оледенению, так как в ущелье р. Арагви они подстилаются мощными гальчниками с галькой лав Патара Непискало и покрываются моренами максимальной фазы позднеплейстоценового оледенения [16, 22, 25]. Палеомагнитные параметры более 50 образцов, вырезанных из разных потоков на участках Млета, Гудаури, Кумписихе, Квешети, весьма сходны как между

собой, так и с аналогичными показателями андезитовых лав вулкана Тавкветила.

Верхами позднего плейстоцена датируются лавы Чхерского (Казбети) и Гвилетского (Девдораки) потоков. Палеоморфлогически [22, 25] эти лавы бронируют ледниковые отложения максимальной фазы раннего вюрма, а на поверхности следы ледниковой экзарации отсутствуют. Уточняя сказанное, мы приурочиваем излияния вышеуказанных лав к внутриненскринскому (вюрмскому) интерстадиалу.

Палеомагнитные параметры Чхерского и Гвилетского потоков почти аналогичны данным о лавах Бакурианского потока (Триалетский хребет). Лавы последнего спускаются в Боржомское ущелье р. Куры, бронируя II надпойменную террасу с относительной высотой над урезом реки 18–20 м (поздний плейстоцен).

Самым молодым, голоценовым, образованием в Казбекском районе являются лавы Ткаршетского вулкана. Андезито-дацитовый поток, спустившись по юго-восточному склону Казбекского массива к руслу Терека, перекрыл его, образовав естественный водоем. Под озерными отложениями был захоронен лес. В настоящее время эрозия размывла I надпойменную террасу и ископаемый лес обнажился. Радиоуглеродная датировка древесины [14] дала возраст 5950 ± 90 (ТБ–44) и 6290 ± 90 лет (GiF – 3487). Таким образом, пароксизм Ткаршетского вулкана происходил в среднем голоцене – 6000 лет назад. По палеомагнитным данным, лавы прямо намагничены и их физические параметры близки к современным.

Небезынтересно здесь же отметить, что нами были изучены еще в 1970 г. морские акчагыльские отложения в районе захоронения известной в литературе Квабевской фауны. Палеомагнитными методами исследовались как слои, вмещающие Квабевскую фауну, так и залегающие выше и ниже морские отложения.

Обследование разреза дало возможность расчленения существующих здесь отложений на три части, осредненные значения магнитных характеристик которых близки параметрам, характеризующим Токский разрез (лавы). В частности, верхняя часть Квабевского разреза коррелируется как с верхним, так и со средним акчагылом (эпоха Матуяма). Средние, фауно-содержащие, отложения имеют аномальную намагниченность и, вероятно, отражают инверсию эпох Гаусс–Матуяма (средний акчагыл). Нижняя часть отложений нормально намагничена, и ее параметры весьма близки показателям нижних лав Токского разреза; расположена в палеомагнитной эпохе Гаусс (средний акчагыл).

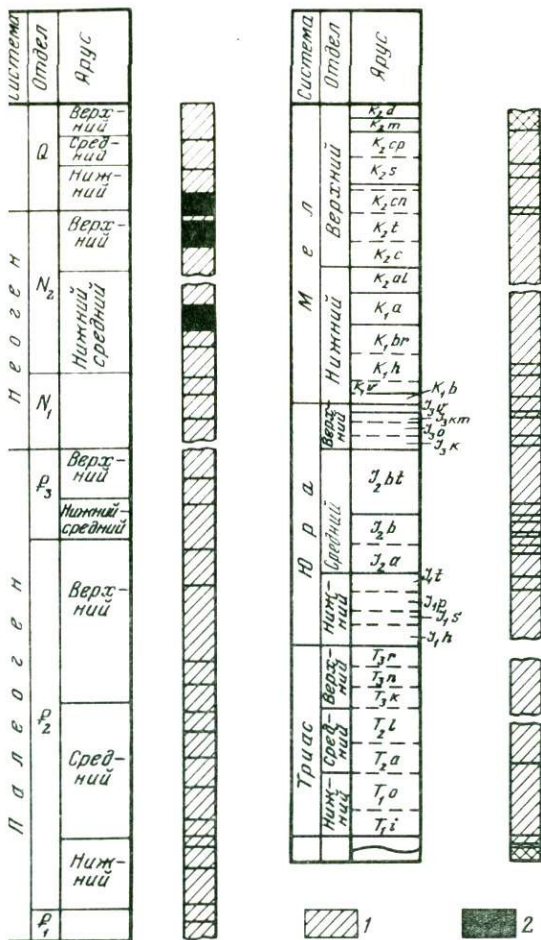
ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш.А., Мацхонашвили К.Г., Хуцишвили О.Д. Геология постпалеогеновых континентально-вулканогенных образований восточной части Южной Грузии. – Тр. ГИН АН ГССР, 1961, т. 6, с. 73–106.
2. Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 430 с.
3. Белянкин Д.С., Петров В.П. Петрография Грузии. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1945. 394 с.
4. Векуа А.К. О фауне нижнечетвертичных млекопитающих из Ахалкалаки. – Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 2, с. 408–410.
5. Векуа А.К. Ахалкалакская нижнелейстоценовая фауна: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Тбилиси, 1961. 26 с.

6. Векуа Л.В. Палеомагнетизм плейстоценовых эффузивов ущелий Арагвы и Терека. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 11, с. 62–69.
7. Векуа Л.В., Дзоценидзе Н.М., Павленишвили Е.Ш. и др. Палеомагнетизм неоген-антропогенных вулканогенных образований Джавахетского нагорья. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 10, с. 87–94
8. Векуа Л.В., Майсурадзе Г.М., Какулия В.К. и др. Магнитохроностратиграфия позднекайнозойских вулканитов Грузии. — В кн.: Четвертичная система Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1982, с. 3–25.
9. Векуа Л.В., Майсурадзе Г.М., Павленишвили Е.Ш., Сологашвили Дж.З. Палеомагнетизм и стратиграфия позднекайнозойских вулканитов Кавказского сегмента альпийского геосинклинального пояса. — В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с. 139–145.
10. Габриелян А.А. О возрасте древних галечников Армении и нижней границы антропогена. — Докл. АН АрмССР, 1958, т. 27, № 2, с. 117–123.
11. Габуния Л.К., Буачидзе Ц.И. О первой находке позднеплейстоценовой жирафы в СССР. — Сообщ. АН ГССР, 1970, т. 57, № 1, с. 241–244.
12. Гамкрелидзе П.Д. Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и южного склона Триалетского хребта. — Тр. ГПИ, 1954, № 32, с. 17–28.
13. Глевасская А.М., Михайлова Н.П., Цыкора В.Н. Магнетизм вулканитов альпийской геосинклинальной области СССР и некоторые черты геомагнитного поля позднего кайнозоя. — В кн.: Палеомагнетизм, магнетизм, геомагнитное поле. Киев: Наук. думка, 1976, с. 3–18.
14. Джанелидзе У.П. Палеогеография Грузии в голоцене. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 177 с.
15. Джигаури Д.Г. Куринский долеритовый поток. — Тех. информация. Геология, 1975, № 9, с. 14.
16. Дзоценидзе Н.М. Геология Кельского вулканического нагорья. Тбилиси: Мецниереба, 1972. 125 с.
17. Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. О возрасте Цалкинского лавового комплекса. — Докл. АН СССР, 1948, т. 9, № 1, с. 111–113.
18. Майсурадзе Г.М. Четвертичные отложения и история развития рельефа Ахалцхской котловины: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Тбилиси, 1970. 28 с.
19. Майсурадзе Г.М., Коиava А.П., Беридзе Т.Ш., Цхвавадзе В.Г. О возрастном соотношении молодых эффузивных образований Джавахетского плоскогорья. — В кн.: Природа и хозяйство Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1977, с. 29–33.
20. Майсурадзе Г.М., Смелов С.Б., Гвалцрелидзе М.Г. Новые данные о вулканитах Джавахетии. — Сообщ. АН ГССР, 1980, т. 98, № 3, с. 605–608.
21. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
22. Ренгартен В.П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. — Тр. Всесоюз. геол.-развед. о-ва, 1932, вып. 248, с. 77.
23. Рубинштейн М.М., Адамия Ш.А., Девнозашвили Д.И. и др. Датирование некоторых верхнеогеновых и четвертичных эффузивов Закавказья по геологическим, радиологическим и палеомагнитным данным. — В кн.: Международный коллоквиум по проблемам "Граница между неогеном и четвертичной системой". М., 1972, с. 162–167.
24. Саадян Ю.В. Стратиграфия и палеогеографические условия формирования новейших отложений Ширакской котловины (Армения): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ереван, 1968. 24 с.
25. Схиртадзе Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1958. 368 с.
26. Телье Е., Телье О. Об интенсивности магнитного поля Земли в историческом и геологическом прошлом. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 9, с. 12–26.
27. Цагарели А.Л. Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966. 112 с.
28. Шоломо Л.Е., Панфилов В.А. Использование методов магнитной диагностики для оценки глубины эрозионного среза гранитных массивов. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 1, с. 107.
29. Шоломо Л.Е., Шекин М.Н. Изучение состава и структуры ферромагнитных комплексов по коэрцитивным спектрам образцов горных пород. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 9, с. 78–90.

АЛЕОМАГНИТНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ МЕЗОЗОЯ-КАЙНОЗОЯ АРМЕНИИ

важнейших вопросов стратиграфии, тектоники и геологического мезозойско-кайнозойских образований Армении существуют разногласия [1, 2, 4, 5, 10, 11]. Решение некоторых вопросов и расчленения отдельных немых свит и толщ мезозоя затруднено ввиду отсутствия хороших стратиграфических реперов. Широкое проявление аномального магнетизма в кайнозое создает значительные трудности при разра-



алеомантно-стратиграфическая шкала мезозоя-кайнозоя Армянской ССР
 ярности: 1 – прямой, 2 – обратной

Возраст	Направление I_n^0			
	D°	J°	K	α_{95}
Q	347	56	18	9
Q ₃	354	54	11	7
Q ₂	348	53	2	9
Q ₁	338	5	7	10
N ₃ ³	352	49	4	5
N ₂ ²	354	4	11, 3	8
P ₃ —N ₁ ¹	346	53	10, 3	5
P ₃ ¹⁻²	344	70	0, 9	8
P ₂ ³	17	64	9, 7	6
P ₂ ²⁻³	17	53	23	8
P ₂ ²	352	50	33	4
P—P ₂ ¹	341	45	60	4
P ₁ —P ₂ ¹	15	55	25	10
K ₂ d — P ₁	354	49	6, 6	11
K ₂	16	57	12	7
K ₁	17	57	62	2
I ₃	23	55	40	4
I ₂	24	53	19	5
I ₁	31	45	16	6

Полярность	Палеомагнитный полюс			
	D	λ	θ_1	θ_2
N	79	296	5	4
N	82	263	7	4
N	79	280	11	7
NR	7	294	8	6
NR	77	258	7	5
NR	73	245	12	9
N	76	25	11, 8	9, 5
N	72	255	15, 2	14, 2
NR	74	178	9	7
NR	74	162	11, 2	7, 8
NR	78	259	5, 4	3, 6
NR	69	278	5	3
N	77	204	14	10, 5
N	79	252	11	6
N	77	149	10	7
N	76	142	3	2
NR	72	150	6	4
NR	70	147	5	4
NR	61	154	7, 5	5

ботке стратиграфических схем. С этой точки зрения особо важную роль приобретает палеомагнитный метод стратиграфического расчленения и корреляции немых толщ.

В основе полученного регионального палеомагнитного разреза мезозоя—кайнозоя Армении лежат результаты исследований вулканогенно-осадочных, осадочных и эффузивных образований от триасовых до четвертичных включительно. Ориентированные образцы взяты из разрезов и обнажений эффузивных, вулканогенно-осадочных и осадочных образований Кафанского, Алавердского, Шамшадинского антиклинориев, Иджеванского и Северо-Ширакского синклинориев, из массива горы Арагац.

Комплекс лабораторных исследований: микроскопические — аншлифов и шлифов, спектральный, рентгенофазовый и термомагнитный анализы, анализ кривых насыщения нормальной намагниченности и коэрцитивных спектров по $I_r(H)$, $I_n(H)$, применение методов чисток τ , h , t — дал возможность выделить первичную намагниченность и доказать ее синхронность времени образования изученных пород (6, 7). Основными критериями для корреляции геологических разрезов служили полярность намагниченности (выделение прямо и обратно намагниченных зон), координаты палеомагнитных полюсов (см. таблицу), а в некоторых случаях значение напряженности древнего геомагнитного поля.

Эти зоны можно считать достоверными, так как они представлены более чем тремя образцами, взятыми с разных стратиграфических уровней, и прослежены в разновозрастных и удаленных друг от друга разрезах. Часть этих разрезов охарактеризована фаунистически, возраст некоторых опреде-

ляется их стратиграфическим положением, а для отдельных разрезов есть абсолютные определения.

Палеомагнитные зоны мезозойских отложений Армении выделены и прослежены в разновозрастных и удаленных друг от друга разрезах Южной Армении (Кафанский антиклинорий) и Северной Армении (Алавердский и Шамшадинский антиклинории), в палеогеновых образованиях Северо-Ширакского синклинория, Центральной и Южной Армении. Прямо и обратно намагниченные зоны, выделенные в неоген-четвертичных породах массива горы Арагац, прослеживаются в эффузивных образованиях каньонов рек Ахурян, Дзорагет, бассейна оз. Севан.

Результаты всех этих исследований дали возможность по зонам инверсий геомагнитного поля расчленить и скоррелировать генетически различные образования и составить опорную палеомагнитно-стратиграфическую шкалу мезозоя—кайнозоя территории АрмССР [8, 9]. На рисунке представлена опорная палеомагнитная шкала мезозоя—кайнозоя.

Другой немаловажной проблемой палеомагнетизма является характер изменения временной зависимости модуля напряженности геомагнитного поля в прошлые геологические эпохи. Решение ее многое прояснило бы в теории возникновения геомагнитного поля, механизме инверсий, а также послужило бы еще одним критерием при корреляции однополярных горизонтов. Определение значений напряженности геомагнитного поля в основном производилось методом последовательных нагревов Телье на эффузивных породах палеогенового, неогенового и четвертичного периода, а также уры и мела [3, 6, 12].

По этим определениям получены следующие значения для $H_{др}$, А/м:

Нижняя юра	36,3	Средний эоцен	33,5
Средняя юра	45,2	Верхний эоцен	37,2
Верхняя юра	34,5	Олигоцен	35,0
Нижний мел	34,2	Верхний плиоцен	31,8
Верхний мел	36,5	Среднечетвертичный	33,5

Эти параметры близки к современному значению напряженности поля на территории Армении.

Чтобы иметь возможность использовать большее количество образцов (с изменяющейся ферромагнитной фракцией), был применен метод определения $H_{др}$ (метод H_e) по сравнению кривых размагничивания естественной остаточной намагниченности и искусственно созданной идеальной намагниченности. Были получены близкие значения $H_{др}$ по методу Телье и H_e .

Палеомагнитные исследования вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород мезозоя—кайнозоя дали возможность выделить некоторые особенности геомагнитного поля территории Армении.

1. Геомагнитное поле мезозоя—кайнозоя характеризуется неоднократными инверсиями. Чередование H - и R -полярностей отмечено во всех ярусах юры, мела, эоцена, олигоцена, миоцена, плиоцена, шлейстоцена.

2. Значение напряженности геомагнитного поля для мезозоя—кайнозоя было близким к современному.

3. Мезозойские отложения расчленены на 24 палеомагнитные зоны (13 — N и 11 — R), а кайнозойские эффузивные и вулканогенно-осадочные образования — на 27 палеомагнитных зон (16 — N и 11 — R).

4. Впервые выявлены новые R — зоны в образованиях позднего байоса (Кафанская R — зона), в отложениях позднего оксфорда — раннего киме-риджа (Арташатская R —зона) и среднего эоцена (Ширакская R —зона).

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян В.Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Ереван, 1962. 288 с.
2. Аслабян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 430 с.
3. Багина О.Л., Минасян Дж.О., Петрова Г.Н. Определение напряженности древнего геомагнитного поля по намагниченности эффузивных пород Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1976, № 2, с. 81—86.
4. Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1964. 298 с.
5. Геология АССР. Т. 13. Армянская ССР. М.: Недра, 1970. 463 с.
6. Караханян А.К. Термомагнитные исследования палеогеновых эффузивов Армении. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1980, № 1, с. 71—76.
7. Минасян Дж.О. Ферромагнитные фазы и компоненты естественной остаточной намагниченности некоторых эффузивных пород Армении. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1976, № 6, с. 90—95.
8. Минасян Дж.О. О палеомагнитной корреляции неоген-четвертичных образований Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1978, № 2, с. 40—46.
9. Минасян Дж.О., Сирунян Т.А., Караханян А.К. Палеомагнитно-стратиграфическая шкала мезо—кайнозоя Армении. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1981, № 5, с. 75—81.
10. Паффенгольц К.Н., Тер-Месропян Г.Т. Геология и петрология массива Арагац. — Сов. геология, 1965, № 9, с. 88—107.
11. Саркисян О.А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Ереван, 1966, 177 с.
12. Сирунян Т.А. Магнитное поле мезозоя на территории Армении. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1978, № 2, с. 86—90.

Т.А. Исмаил-Заде, М.И. Исаева, К.Д. Гасанова, Г.П. Воробьева
**ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОБЛЕМ ПАЛЕОТЕКТОНИКИ КАВКАЗА
 МЕТОДАМИ ПАЛЕОМАГНЕТИЗМА**

Применение палеомагнитного метода для решения проблем региональной тектоники основано на простом и очевидном факте: любые деформации геологических образований, происшедшие после их остаточного намагничивания в земном магнитном поле, вызовут такие же деформации картины "вмороженных" в них палеомагнитных направлений [2].

Для правильного понимания развития земной коры необходимо изучение тектоники областей сочлененных литосферных плит, особенно в зонах сочленения платформ и складчатых поясов. Изучение вопросов палеотектоники Малого Кавказа представляет значительный интерес, так как эта территория находится в зоне сочленения двух мегаплит: Евразии и Гондваны. Согласно мобилистским реконструкциям существовали относительные движения этих мегаплит; палеомагнитные исследования могут помочь обнаружить эти движения. Палеомагнитным исследованиям было подвергнуто 1000 штучков из четырех разрезов Дашкесанского синклиория, Карабахского антиклиория, Мартунинского синклиория и Лачинского антиклиория.

В геологическом строении Дашкесанского синклиория принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования; местами они прорваны гранитоидными интрузиями. Породы юры и мела представлены здесь кварцевыми порфирами и их туфами, туфоалевролитами и туфопесчаниками [1].

Карабахский антиклиорий является внутренней пограничной структурой Севано-Карабахской зоны, отделяющей расположенные северо-восточнее и юго-западнее отрицательные структуры, сложенные преимущественно меловыми отложениями.

Лачинский антиклиорий входит в Мисхано-Кафанскую структурно-формационную зону, он расположен юго-западнее Карабахского антиклиория, породы представлены аргиллитами, туфопесчаниками, известняками [4].

Для выделения первичной компоненты I_n использованы как физические критерии, так и геофизические и геологические. Все образцы выдерживались в положении "против поля" в течение 45–60 дней, применены чистка переменным магнитным полем $H = 400$ Э и температурой для избавления от вязкой намагниченности [3]. Применены полевые методы определения первичной намагниченности: метод пересечения кругов намагничивания, метод галек, метод обращения. Совпадение направлений I_n и кучностей для пород одного возраста разной литологии также подтверждает первичность I_n .

В таблице приведены величины склонений и наклонений для различных разрезов Малого Кавказа. Палеошироты для изученных районов $22-26^\circ$, т.е. в средне-позднеюрское время положение Малого Кавказа было южнее современного на $14-18^\circ$.

Величины склонений и наклонений для различных разрезов Малого Кавказа

Район отбора образцов	Возраст	Породы	K	$\alpha_{9,1}$	$D_{\text{ср}}$	$J_{\text{ср}}$
Дашкесанский синклиниорий	Бат	Конгломератовые туфы, туффиты, туфобрекчии, туфопесчаники	10 97	12 3	179 0	-38 40
	Келловой	Аргиллиты, глины, мергели	21	8	359	31
	Кимеридж	Туфопесчаники, туфоконгломераты	32	7	358	37
Карабахский антиклинорий	Бат	Туфы, туфоконгломераты, андезито-базальты	9	16	210	-42
	"	Песчаники с пропластками вулканических пород	6	16	28	58
Мартунинский синклиниорий	Келловой	Песчаники, туфопесчаники	7	13	22	46
	Бат	Песчаники, туфопесчаники	6	8	13	44
	"	Известковые туфопесчаники	6	16	28	58
	Келловой	Известняки	7	13	22	46
Лачинский антиклинорий	Келловой	Известняки	8	9	19	46
	Берриас	Песчаные известняки	7	10	22	62
	Валаджин	Известняки, туфопесчаники	6	14	64	62
	Готерив	Известняки, песчаники	18	4	12	41

Склонение Дашкесанского синклинория близко к современному; можно предположить, что положение его не менялось с юрского времени. Различие в склонениях Дашкесанского синклинория и разрезов НКАО (Лачинского и Карабахского), по-видимому, связано с горизонтальными поворотами последних относительно Дашкесана на 20–30° по часовой стрелке.

Юрский период для территории Малого Кавказа характеризуется крупными перестройками тектонической структуры региона, сопровождающимися активным вулканизмом и смещением блоков фундамента вдоль поперечных разломов глубокого заложения.

Нижнемеловые отложения изучены в Мисхано-Кафанской тектонической зоне (Лачинский антиклинорий). Увеличение величины склонения (см. таблицу) говорит о продолжающемся повороте этого блока по часовой стрелке по сравнению с юрским временем примерно на 10°.

Значения палеоширот позволяют считать неоконченным и горизонтальное перемещение блока к северу.

Выводы:

1. Малокавказская плита в средне-позднеюрское время находилась на 14–18° южнее своего современного положения.
2. В раннемеловое время продолжалось перемещение плиты к северу.
3. Изученные районы Малого Кавказа представляются отдельными глыбами, способными поворачиваться друг относительно друга.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Кашкай М.А.* Петрология и металлогения Дашкесана. М.: Недра, 1965. 34 с.
2. *Храмов А.Н.* Палеомагнетизм и проблемы геодинамики. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 11, с. 69.
3. *Храмов А.Н., Шолто Л.Е.* Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 182 с.
4. *Шихалибейли Э.Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития Восточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1966. Ч. 2. 30 с.

УДК 550.836.2/3 (479)

М.А. Алексидзе, Г.И. Буачидзе, Г.Е. Гугунава,
Д.К. Кирия, Т.Л. Челидзе

ТРЕХМЕРНАЯ СТАЦИОНАРНАЯ ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КАВКАЗА

В работе рассмотрен Кавказский регион, который представляет собой крайне интересный объект для геотермических исследований [5, 9, 11, 13]. В предыдущих работах решались лишь одномерные либо, в лучшем случае, двумерные задачи, которые, естественно, не могут давать достаточно хорошее приближение вследствие сложности рельефа поверхности изотерм.

Чаще всего тепловые модели строятся на основе наблюдаемого на дневной поверхности значения теплового потока q , лабораторных определений теплофизических характеристик пород, в основном теплопроводности λ , и измеренных до небольших глубин в скважинах геотермических градиентов ΔT . Далее, опираясь на эти сведения, а также на экспериментальные и теоретические данные о строении недр Земли, решают двумерные задачи теплопроводности, получая распределение температур T и потоков q по отдельным точкам и разрезам. Эти же данные используются для построения карт q и T [3, 5, 6, 9, 11, 13, 17].

Пренебрежение латеральным изменением теплового поля в подобных моделях сильно схематизирует картину, особенно в таких регионах, как Кавказ, который характеризуется весьма сложным рельефом геологических границ разделов [1], поэтому мы пришли к заключению об обязательной трехмерности решаемых задач. Кроме того, более удобным представляется строить геотермическую модель, используя положение о неизменности температуры на реперной глубине, и на первом этапе принять также положение о стационарности распределения температуры.

Температура на реперной глубине ($H \approx 210$ км) принята равной 1600°С, что соответствует значениям T , полученным в моделях Д. Чепмена, Х. Пол-

лака [19] и О. Андерсона [16]. Правда, согласно данным экспериментальной минералогии, принято считать $T = 1400^\circ\text{C}$ на глубине 375 км [15]. Некоторые модели были рассчитаны и в этом приближении, но мы их здесь не рассматриваем.

Далее предполагается, что распределение температур вплоть до поверхности обусловлено лишь рельефом геологических структур, которым приписываются определенные теплофизические свойства и радиогенное тепловыделение. Таким образом, в этом приближении не учитывается геологическая эволюция региона — влияние вулканизма, осадконакопления, горизонтальных и вертикальных движений в литосфере¹.

Легко видеть, что при таком подходе нет необходимости использовать экспериментально наблюдаемые поверхностные тепловые потоки и температуры, которые тем самым становятся эффективным средством контроля правильности выбранной модели, а также оценки влияния эволюционных факторов.

Топологическая основа модели, т.е. рельефа поверхностей кристаллического фундамента, Конрада и Мохо, установлена по данным сейсмо- и гравиметрии [1].

Состав слоев, вернее теплопроводность λ , плотность ρ и радиогенное тепловыделение W составляющих их пород брались согласно современным представлениям о строении и составе литосферы Кавказа (табл. 1).

Методика вычислительных экспериментов. Решалось стационарное уравнение теплопроводности

$$a \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) = \frac{w}{c\rho}$$

с граничным условием (рис. 1)

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial y} \Big|_{AA'D'D} \quad T \Big|_{ABCD} = 1600^\circ\text{C}, \\ \text{и } BB'C'C = 0, \\ \frac{\partial T}{\partial x} \Big|_{AA'B'B} \quad \text{и } DD'C'C = 0. \end{aligned}$$

где a — коэффициент теплопроводности; $a = \frac{\lambda_i}{c_i\rho_i}$, λ_i , c_i и ρ_i — соответственно теплопроводность, теплоемкость и плотность слоев; T — температура; w — тепловыделение в единице объема.

К этим граничным условиям добавляются условия сопряжения на границах раздела

$$\lambda_i \left(\frac{\partial T}{\partial n} \right)_i = \lambda_{i+1} \left(\frac{\partial T}{\partial n} \right)_{i+1},$$

где $i = 1, 2, 3, 4$; $i = 1$ относится к осадочному комплексу, $i = 2$ — к "гранитному", $i = 3$ — к "базальтовому" и $i = 4$ — к веществу верхней мантии. Параметры, использованные для расчета, приведены в табл. 1.

¹ Впервые аналогичная, но более упрощенная модель рассматривалась в работах [7–10].

Рис. 1. Схема граничных условий модели

Для Колхидской низменности и Нижнекуринской депрессии λ принималась равной 2,6, а для морских отложений — $(1,28-2) \times 10^{-3}$ кал/см · с · град [5]. Для теплоемкости принимались в зависимости от температуры значения от 0,19 до 0,3 [15]. На глубине 210 км задавалась постоянная температура 1600°С.

Результаты вычислительных экспериментов и их обсуждение.

В первую очередь сравним рассчитанные по нашей модели тепловые потоки (рис. 2) с экспериментальными данными [5, 7, 8, 10, 12, 13]. Это дает возможность независимым методом проверить реальность (но не однозначность) предложенной модели. Уже качественный анализ данных показывает, что имеется хорошая корреляция в общих конфигурациях изоляций q . Более того, за исключением некоторых областей Большого и Малого Кавказа, можно говорить и о количественном согласии [8, 10]: например, область минимума q в центральной части акватории Черного моря очерчивается как на модели, так и в эксперименте изолинией 30, на Дзирульском массиве — 50–60, на модели — 52–54 мВт/м².

Что касается расхождений модельных и экспериментальных значений q , то очевидно, что они приурочены к области неовулканизма [8, 10] и этих расхождений следовало ожидать, поскольку явление вулканизма не было заложено в расчетную стационарную модель.

Таблица 1

Обобщенные тепловые параметры модели

Параметры	1	2	3	4
$\lambda, 10^3$ кал/см · с · град	3,4	6,88	7	10
$\rho, \text{г/см}^3$	2,4	2,7	2,9	3,3
$w, 10^{13}$ кал · см ³ · с	2,8	3	1,3	0,03

Из всего этого следует, что результаты расчетов q в целом не противоречат полевым данным по поверхностному тепловому потоку. Отметим, что на поверхности М, несмотря на значительные перепады глубин ее залегания, наблюдается довольно однородное распределение теплового потока: разница в значениях q не превышает 10–15%, тогда как на поверхности она может достигать 100%. В среднем q на поверхности М 20–25 мВт/м².

На рис. 3–5 приведены изотермы для 200, 400 и 600°С. На них ясно выделяются области поднятий и погружений изотерм, которые могут быть увязаны с геологическим строением региона (см. далее).

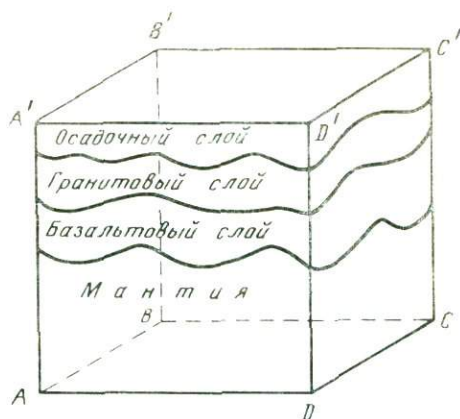




Рис. 2. Расчетная карта теплового потока, кал/см² · с

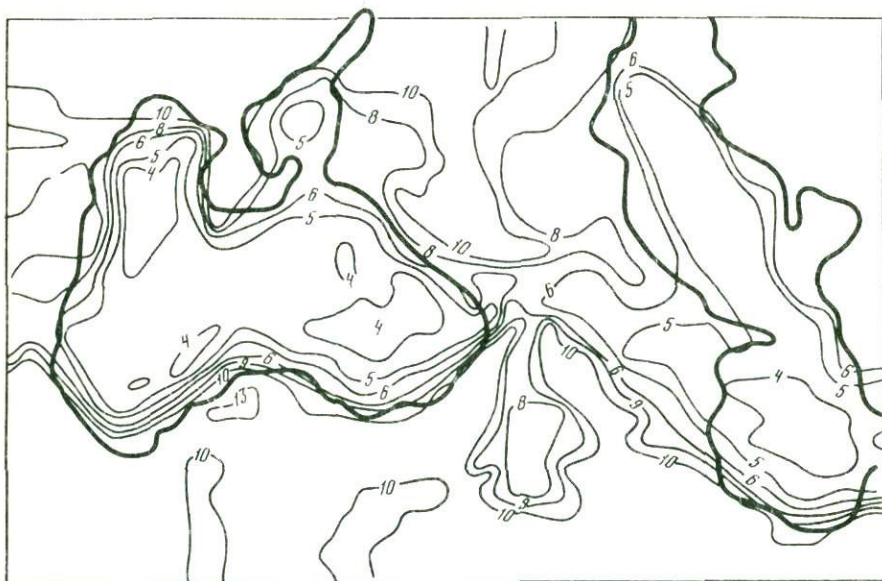


Рис. 3. Глубина залегания изотермы 200° С, см

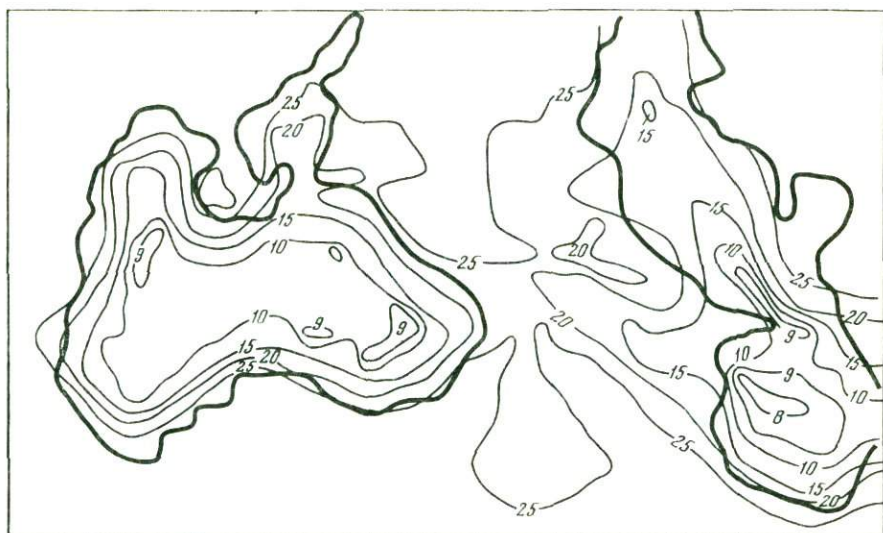


Рис. 4. Глубина залегания изотермы 400° С, км

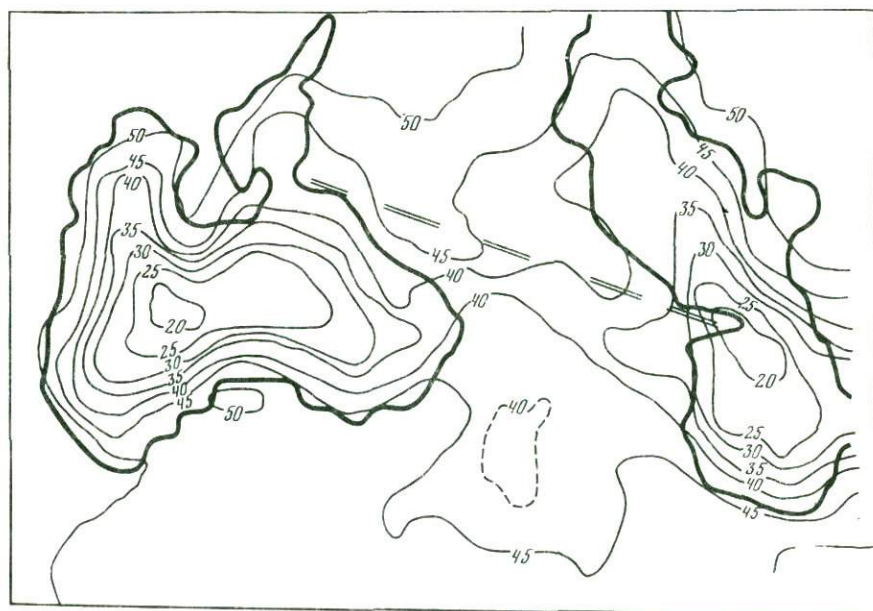


Рис. 5. Глубина залегания изотермы 600° С, км

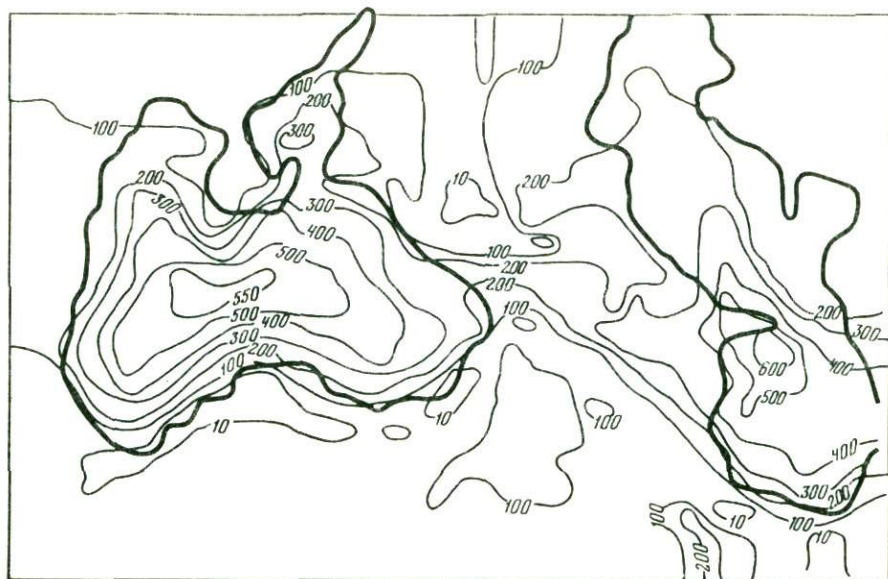


Рис. 6. Расчетная температура на поверхности гранита, °С

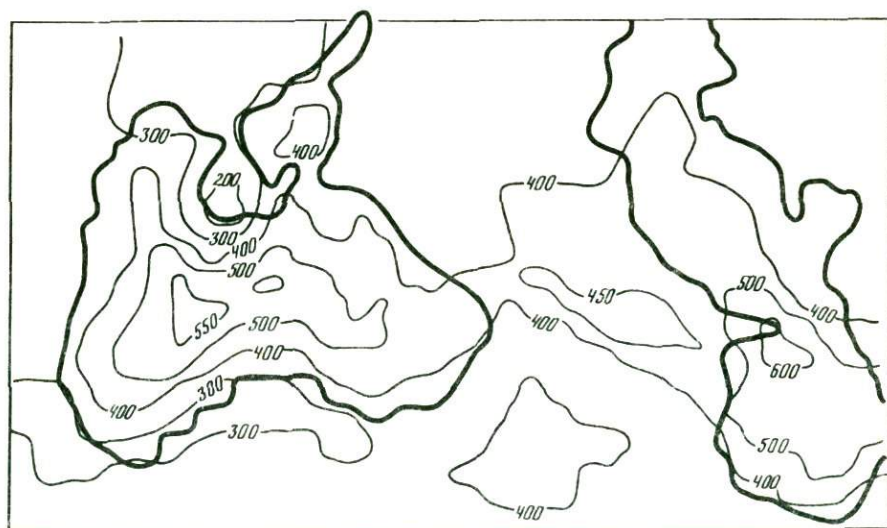


Рис. 7. Расчетная температура на поверхности К, °С

На рис. 6–8 даны температурные данные на важнейших геологических границах раздела: 1) подошве осадочного комплекса, 2) поверхности К, 3) поверхности М. Следует особо отметить небольшие перепады T на границе М для Закавказья и акваторий морей, несмотря на значительные перепады в глубине ее залегания – порядка 40 км. На Северном Кавказе, однако, отмечаются гораздо более резкие изменения T на границе М.

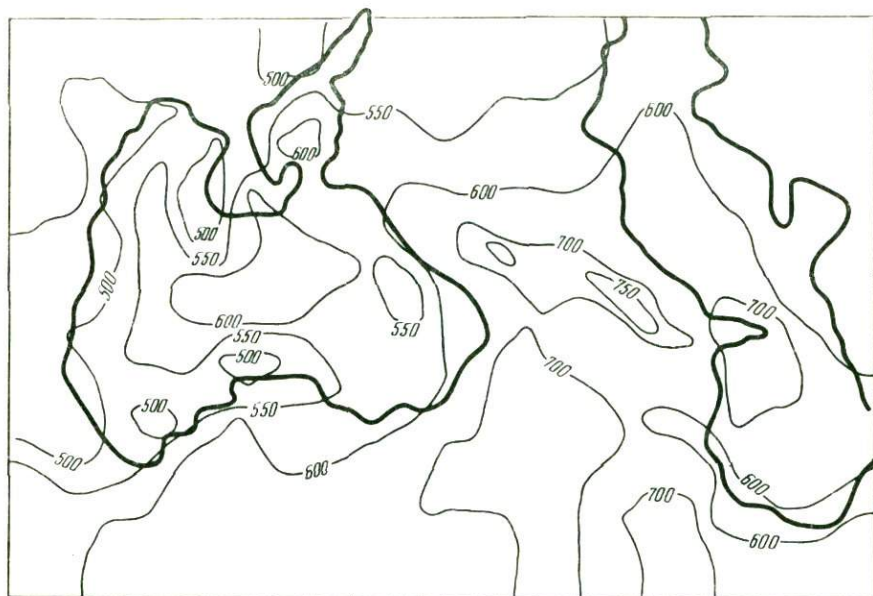


Рис. 8. Расчетная температура на

На основе этого материала были рассчитаны геотермы, которые показаны на рис. 9. Геотермы наиболее характерных участков — Эльбруса (1), Черного (2) и Каспийского (3) морей сравнены с геотермами Д. Чепмена, Х. Поллака [19] и О. Андерсона [16]. Видно, что в интервале 150–80 км имеется примерное соответствие. Выше 80 км лишь геотерма 1 обнаруживает согласие, ибо на участках с мощным осадочным слоем (порядка 20 км) существует экранный эффект, приводящий к аномально высоким поверхностным градиентам (геотермы 2, 3). Ниже 150 км геотермы 1–3 различаются, скорее всего, в связи с учетом температурной зависимости λ , что и будет принято во внимание в последующих работах.

Влияние поверхностных структур на глубинное распределение температур можно оценить по табл. 2 (влияние заметно до глубин порядка 70 км). Наибольшие перепады глубин (35 км) соответствуют изотермам 600–800°C, глубина залегания которых 17–80 км.

Геолого-геофизическая интерпретация результатов. Отметим прежде всего, что основные черты геологического строения коры и мантии Кавказа, в частности определенные детали рельефа поверхностей М, К и кристаллического фундамента, можно проследить на самых различных глубинных уровнях, вплоть до 80 км. Поэтому неудивительно, что поверхностный рельеф, например конфигурации акваторий морей, отражаются в рельефе до глубин порядка 200 км и более.

Рельеф изотерм зеркально отражает очертания геологических границ; поднятиям T соответствует максимум мощности осадков, а опусканиям — их минимальная мощность [7, 9]. Отчетливо отмечаются на всех картах изотерм следующие основные особенности: Черноморско-Азов-

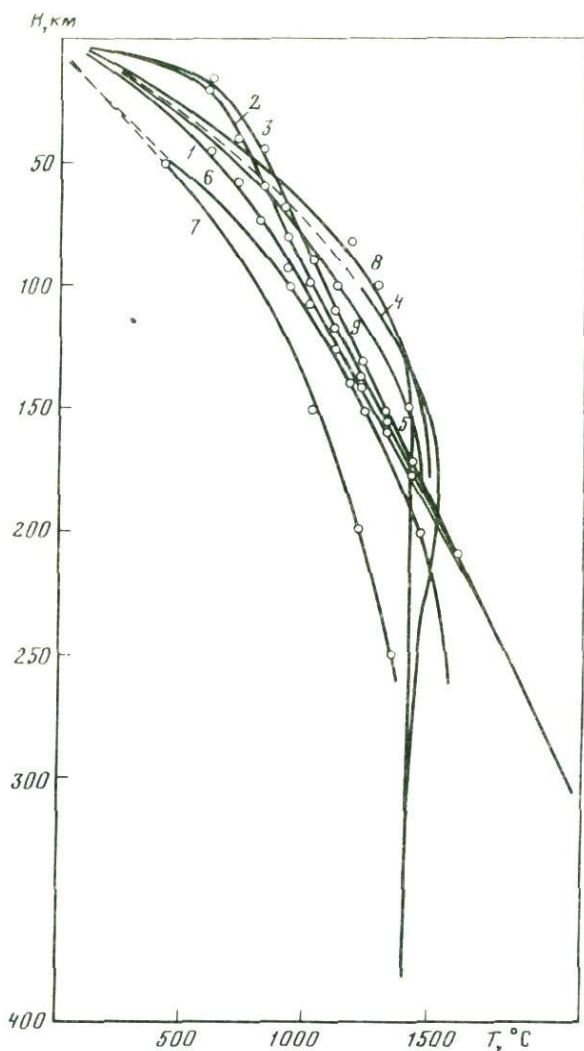


Рис. 9. Расчетные геотермы для различных моделей, °C

1, 2, 3 – по предлагаемой модели для районов соответственно Эльбруса, Черного и Каспийского морей; 4,5 – по [16] для сухой (4) и частично расплавленной (5) перцолитовой мантии; 6, 8 – океанические геотермы по [19], для q соответственно 40 и 60 мВт/м²; 7, 9 – континентальные геотермы по [19] для q соответственно 40 и 60 мВт/м²

ская (1), Каспийская (2) и Южно-Имеретинская (3) области воздымания изотерм и разделяющая их Дзирульская область (4) погружения изотерм. Области погружения изотерм являются также Большой Кавказ (5), Предкавказье (6) и Крым (7). Выделяются также две крупные переходные области с относительно повышенной температурой: Куринская (8) и Колхидская (9) впадины.

Таблица 2

Влияние поверхностных структур на глубинное распределение температур

$T, ^\circ\text{C}$	$H_{\text{min}}, \text{км}$	$H_{\text{max}}, \text{км}$	$H_{\text{max}} - H_{\text{min}}$	$T, ^\circ\text{C}$	$H_{\text{min}}, \text{км}$	$H_{\text{max}}, \text{км}$	$H_{\text{max}} - H_{\text{min}}$
200	4	13	9	1000	90	110	20
400	8	29	21	1200	131	143	12
600	17	51	34	1400	171	177	6
800	45	80	35				

Интересно сравнить ход изотерм по геотраверсу Нахичевань—Волгоград для настоящей модели и по данным [12]. Оказывается, что если по данным [12] под Большим Кавказом должно наблюдаться резкое поднятие изотерм (аномальный прогрев), то по данной модели, наоборот, изотермы испытывают погружение из-за отсутствия осадочного комплекса. Подчеркнем, что погружение изотерм под Большим Кавказом получается даже с учетом повышенной теплогенерации в гранитных "корнях" гор.

В работе [4] после учета температурных поправок в поле силы тяжести Δg Большого и Малого Кавказа, исходя из гипотезы глубинного прогрева [12], получены неувязки порядка 100 мгл. По-видимому, эти неувязки значительно уменьшаются, если принять настоящую тепловую модель.

Рассмотрим физическое состояние вещества литосферы с учетом современных представлений о глубинных термодинамических условиях и содержания H_2O в рамках данной тепловой модели. Наиболее важным моментом здесь следует считать достижение условий, способствующих плавлению: как известно, даже частичное плавление обуславливает ряд резких аномалий в физических свойствах — электропроводности, вязкости, плотности, скорости сейсмических волн и других, служащих как бы реперами при геофизических построениях.

Обычно модели, описывающие состояние вещества литосферы, строятся в двух основных приближениях — "сухой" и "влажной" [2], причем не принимается во внимание возможность существования "смешанной" модели, где содержание влаги может варьировать по глубине в достаточно широких пределах — от нуля до нескольких процентов. В то же время термодинамические расчеты, основанные на закономерностях минеральных равновесий, свидетельствуют в пользу именно "смешанной" модели. Например, согласно [14], парциальное давление $p_{\text{H}_2\text{O}}$ плавно возрастает до глубин порядка 20 км, а далее плавно уменьшается.

Поскольку температура плавления минерального вещества Земли сильно зависит от содержания влаги, то в определенных условиях в литосфере могут существовать два слоя частичного плавления: первый — на глубине порядка 30 км, что обусловлено повышением содержания влаги и достижением на этой глубине температуры ликвидуса влагонасыщенных гранитов и базальтов ($600\text{--}700^\circ\text{C}$), и второй — глубинный, соответствующий "сухому" веществу при температурах $1200\text{--}1400^\circ\text{C}$ и давлениях 30–60 кбар (H порядка 100–200 км). Этот второй слой и является собственно астеносферой в общепринятом смысле. Рис. 10 схематически ил-

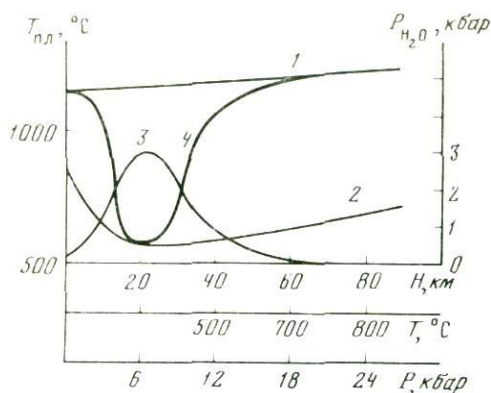


Рис. 10. Схематический ход температуры плавления для сухой (1), влажной (2) и смешанной (4) модели коры и мантии в зависимости от глубины H (с соответствующими условиями по T и P). Кривая (3) — изменение парциального давления паров воды с глубиной, по [14]

люстрирует предлагаемый ход температуры плавления в "смешанной" модели литосферы в зависимости от синтетического параметра — глубины H .

Рассчитанные геотермы (см. рис. 10) действительно могут при этих допущениях дважды пересекаться (касаться) с кривой $T_{\text{плав}}$.

Анализ полученных данных позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Несмотря на то что в модели на глубинах 210 км задавалось постоянное температурное поле (1600°C), влияние поверхностных структур обнаруживается даже на очень больших глубинах в виде заметных вариаций теплового потока от q , равного 0,2 в районах выходов фундамента на поверхность, до 0,17 — под областями с мощным осадочным комплексом. Возможно, это свидетельствует о необходимости увеличения глубины референтной поверхности.

2. Полученное согласие в наблюдаемых и вычисленных значениях на дневной поверхности еще не доказывает однозначности предлагаемой геометрической (стационарной) модели. Необходимо в дальнейшем независимым способом, например аналогично методу В.А. Магницкого [18], восстановить по тепловой модели распределение других параметров v_p , v_s , электропроводности в земной коре и верхней мантии и сравнить его с экспериментальным.

3. Наибольшая разница наблюдаемых и расчетных значений q получена для областей молодого вулканизма, этот фактор необходимо учитывать и в дальнейшем переходить к нестационарной задаче.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш.А., Балавадзе Б.К., Гамкрелидзе И.П. и др. Геолого-геофизическое строение земной коры и верхней мантии Крымско-Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса. — В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977, с. 70–84.
2. Богт М. Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 374 с.
3. Буачидзе Г.И., Годердзишвили Н.А. К вопросу распределения температур в земной коре на территории Грузии. — Сообщ. АН ГССР, 1974, т. 76, № 2, с. 345–348.
4. Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Павленкова Н.И. Комплексная геофизическая

- модель юга европейской части СССР. — В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 143–164.
5. Геотермические условия и гидротермальные воды Грузии/И.М. Буачидзе, Г.И. Буачидзе, Н.Е. Годердзшвили и др. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1980. 206 с.
 6. *Гордиенко В.В.* Тепловые аномалии геосинклиналей. Киев: Наук. думка, 1975. 141 с.
 7. *Гугунава Г.Е.* Взаимосвязь некоторых геофизических полей и глубинного строения Кавказа. Тбилиси: Мещниереба, 1981. 180 с.
 8. *Гугунава Г.Е., Кикнадзе Д.А.* О возможной связи промежуточного проводящего горизонта и минимума теплопроводности в верхних слоях Земли. — Сообщ. АН ГССР, 1970, т. 58, № 1, с. 69–72.
 9. *Гугунава Г.Е., Кикнадзе Д.А.* О связи геоэлектрического строения и распределения температур в недрах Земли. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, вып. 9, с. 98–100.
 10. *Гугунава Г.Е., Кикнадзе Д.А.* Об интерпретации геотермического поля Кавказа. — Сообщ. АН ГССР, 1982, т. 105, № 1, с. 61–64.
 11. *Кутас Р.И.* Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1978. 147 с.
 12. *Кутас Р.И., Смирнов Я.Б.* Карта теплового потока. — В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1974, с. 143–184.
 13. *Любимова Е.А.* Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 279 с.
 14. *Перчук Л.П., Рябчиков И.Д.* Фазовые соответствия в минеральных системах. М.: Недра, 1975. 287 с.
 15. *Agaki M., Akioto S.* High pressure equilibria in a garnet lherzolite. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1977, vol. 19, p. 31–51.
 16. *Anderson O.* The temperature profile of the upper mantle. — J. Geophys. Res., 1980, vol. 85, p. 7003–7010.
 17. *Buachidze G.I.* Temperature distribution in the Earth's crust of the Western Caucasus and Black Sea. — In: Terrestrial heat flow in Europe. В.; N.Y., 1979, p. 316–323.
 18. *Magnitsky V.A.* Geothermal gradients and temperatures in the mantle and the problem of fusion. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, p. 1391–1396.
 19. *Pollak H.M., Chapman D.S.* On the regional variations of the heat flow, geotherms and lithospheric thickness. — Tectonophysics, 1977, vol. 38, p. 60–76.

УДК 550.361 (479)

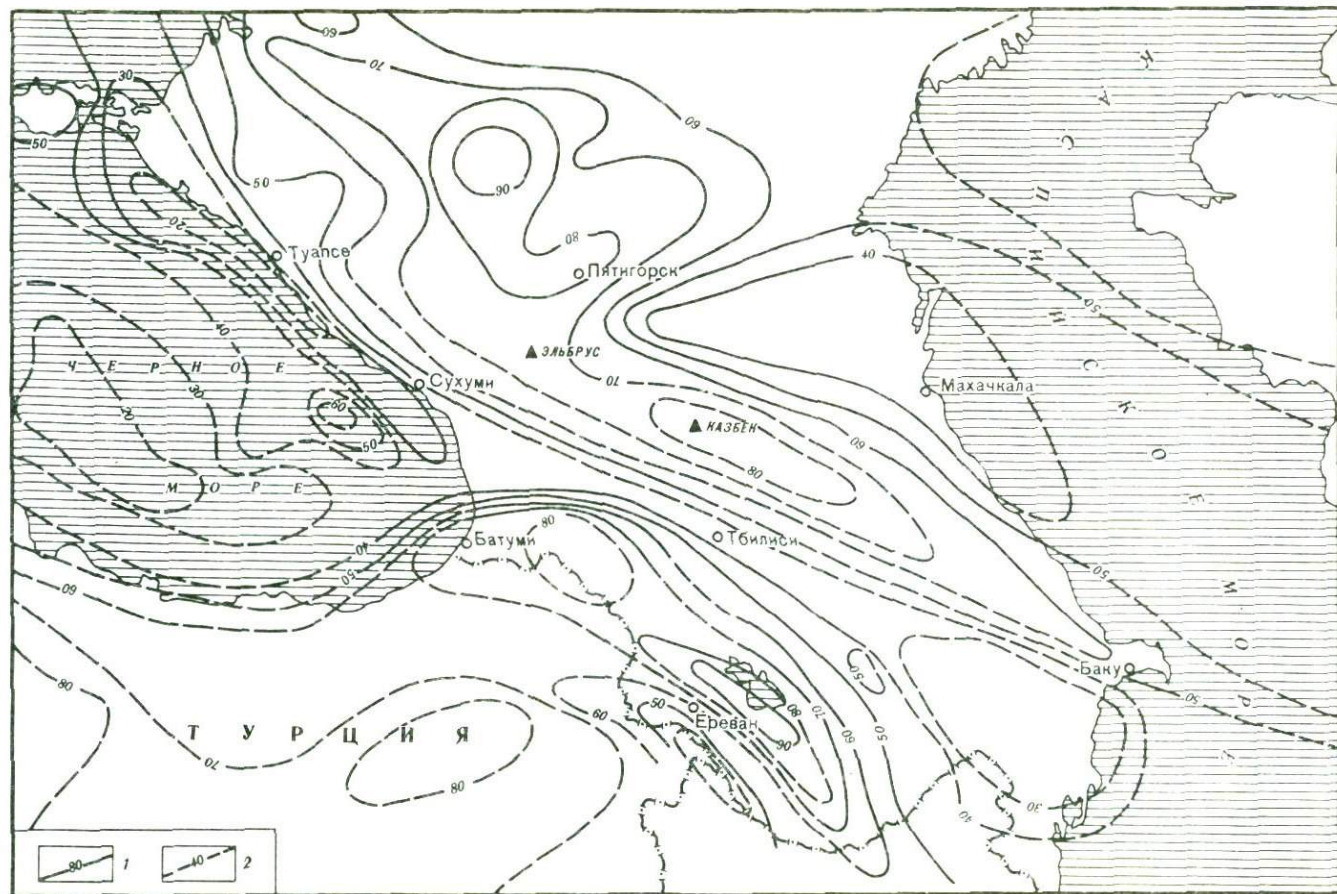
Г.И. Буачидзе

ВЗАИМОСВЯЗЬ ТЕПЛОГО ПОЛЯ С ГЛУБИНЫМ СТРОЕНИЕМ КАВКАЗА

Гетерогенность глубинного строения Кавказа отражена в сложной картине теплового поля. Фактический материал (тепловые потоки, замеренные в кондиционных скважинах, горных выработках и через дно акваторий) приведен в многочисленных работах, а обобщен в работах [6, 11 и др.].

Для дальнейших построений необходимо вкратце коснуться общих закономерностей теплового поля Кавказа. На рис. 1 и в табл. 1 приведены наиболее достоверные обобщенные и усредненные значения тепловых потоков, взятые из работ [1, 8, 11, 19] и дополненные нашими данными.

Самая большая по площади зона максимумов наблюдается в Центральном Кавказе ($q_{ср} = 80 \text{ мВтм}^{-2}$); через Минераловодский выступ она соединяется с зоной ставропольского поднятия ($q_{ср} = 85 \text{ мВтм}^{-2}$) (эта последняя структура является молодой, наложенной на эпигерцинскую платфор-



му). Следующая зона с высокой плотностью потоков приходится на центральную часть Аджаро-Триалетской складчатой зоны ($q_{\text{ср}} = 85 \text{ mWm}^{-2}$). Ее восточная граница совпадает с границей Центрального сегмента. На запад зона продолжается в Черное море, доходя до области отсутствия гранитного слоя, что, вероятно, должно указывать здесь на продолжение складчатой системы. Юг Малого Кавказа (центральная складчатая часть Армении) охвачен зоной максимумов с $q_{\text{ср}} = 85 \text{ mWm}^{-2}$. Она совпадает в основном с Севанским тектоническим поясом и включает Карский и Севанский синклиналии и Кафанский и Мисхано-Зангезурский антиклинории, а также часть Сомхето-Карабахского антиклинория. Наконец, на крайнем юго-востоке развита самая маленькая зона, совпадающая с Тальшской складчатой системой, восточная часть которой уходит в Каспийское море. Для всех этих зон характерны наличие проявлений четвертичного вулканизма и пространственное совпадение с областью развития углекислых газов, что должно указывать на глубинность тепловых аномалий.

Прилегающая к Кавказскому региону платформенная часть и переходные области складчатых систем и прогибов характеризуются средними значениями тепловых потоков ($q = 42\text{--}60 \text{ mWm}^{-2}$). Наиболее низкие значения приурочены к зонам максимального прогибания и накопления мощных осадочных толщ. Большое влияние, однако, при этом оказывает и тектонический фактор. Так, в Индоло-Кубанском прогибе нигде не проявляется зона низких значений, что должно вызываться влиянием соседних Ставропольского поднятия и складчатой системы Большого Кавказа. Средние значения тепловых потоков в осевой зоне Терско-Каспийской впадины обусловлены наличием Терско-Сунженского поднятия. Зона минимумов приурочена к Араксинской впадине и к Кусаро-Дивичинскому прогибу (южнее г. Каспийска и продолжение в Каспийском море).

Таким образом, выявляется общая закономерность: наибольшая величина тепловых потоков характеризует центральные части складчатых систем, а наименьшая — зоны погружения межгорной глыбы.

На фоне этой картины выделяются характерные детали по отдельным тектоническим регионам. Так, в Притбилисском районе в хорошем соответствии с геотектоническим строением зона восточного окончания Аджаро-Триалетской складчатой системы имеет промежуточные значения плотности тепловых потоков; аналогичное положение отмечается и в северной части Куринской впадины Азербайджана.

В создании отрицательных тепловых аномалий велика роль неотектонических движений: низкие значения тепловых потоков зафиксированы в районах мощного четвертичного осадконакопления — Западный Азербайджан, Кахетия и Колхида.

Учитывая преобладающую роль кондуктивного переноса тепла в определенных структурах, С.А. Алиев провел корреляцию между значениями теплового потока и гипсометрическим положением кристаллического фундамента (консолидированного основания) по отдельным районам депрессионных зон Азербайджана (рис. 2). Судя по схеме, исследованная



Рис. 1. Схематическая геотермическая карта Кавказа

1-2 — изолинии тепловых потоков, mWm^{-2} : 1 — достоверные, 2 — предполагаемые

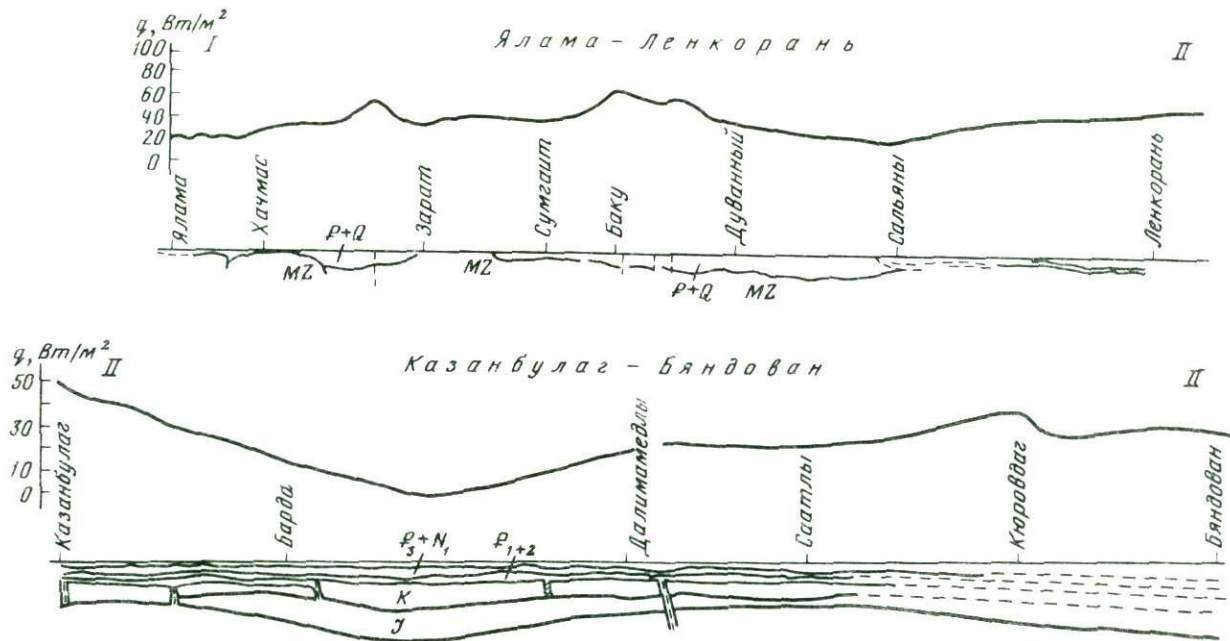


Рис. 2. Зависимость величины теплового потока от положения кристаллического фундамента

Таблица 1

Наиболее достоверные обобщенные и усредненные значения тепловых потоков для Кавказа

Тектоническая область	Количество определенных N	Среднее $q(\bar{X})$, mWm^{-2}	Дисперсия D	Примечания*
Предкавказская (Скифская) платформа	17	63	0,37	Ставропольское поднятие: $\bar{X} = 85$, $D = 0,17$, $N = 7$. Остальная часть: $\bar{X} = 45$, $D = 0,23$, $N = 10$
Складчатая область Большого Кавказа	9	76	0,45	Без Кармадона и Мачесты (гидрогеологические аномалии): $\bar{X} = 80$, $D = 0,15$, $N = 7$
Закавказская глыба (межгорный прогиб)	38	35	0,07	Зона Западного погружения: $\bar{X} = 40$, $D = 0,02$, $N = 12$. Остальная часть: $\bar{X} = 30$, $D = 0,05$, $N = 26$
Аджаро-Триалетская складчатая зона	11	75	0,03	Центральная часть: $\bar{X} = 85$ Восточное окончание: $\bar{X} = 50$
Складчатая область южной части Малого Кавказа (Армения)	10	85	0,06	
Араксинский межгорный прогиб	5	50	0,1	

* Районы, где на глубинный поток накладывается влияние геоструктурного и гидрологического факторов.

тенденция проявляется довольно четко в пределах Кировабадской области и Кюрдамирского гравитационного максимума и несколько менее четко в Прикаспийско-Куринской нефтегазоносной области, где возрастает роль процессов тепломассопереноса (конвективной составляющей).

Примером важной роли последней тектоно-магматической активизации может служить Ставропольская положительная аномалия, развитая в молодой наложенной структуре Скифской плиты.

По последним данным, земная кора в пределах Армении имеет резко контрастное, мозаичное, зонально-блоковое строение. Что же касается теплового поля, то, по мнению Р.Т. Мириджаняна, оно имеет зональное строение с подчеркнутой общекавказской направленностью. Диапазон изменения тепловых потоков свидетельствует о большой энергетической контрастности недр Армении. Наибольшую активность проявляет центральная диагональная полоса. В сторону Куринской и Араксинской депрессий значения тепловых потоков уменьшаются, приближаясь к характерным для платформенных областей. Центральной зоне присущи: высокое положение кристаллического фундамента, многочисленные разрывные нарушения, обилие гранитоидных интрузий среднетретичного возраста, бурное проявление плиоцен-четвертичного вулканизма и широкое распространение углекислых гидротермальных систем. Район аномалии отличается относительно низкими значениями ускорения свободного падения и общим

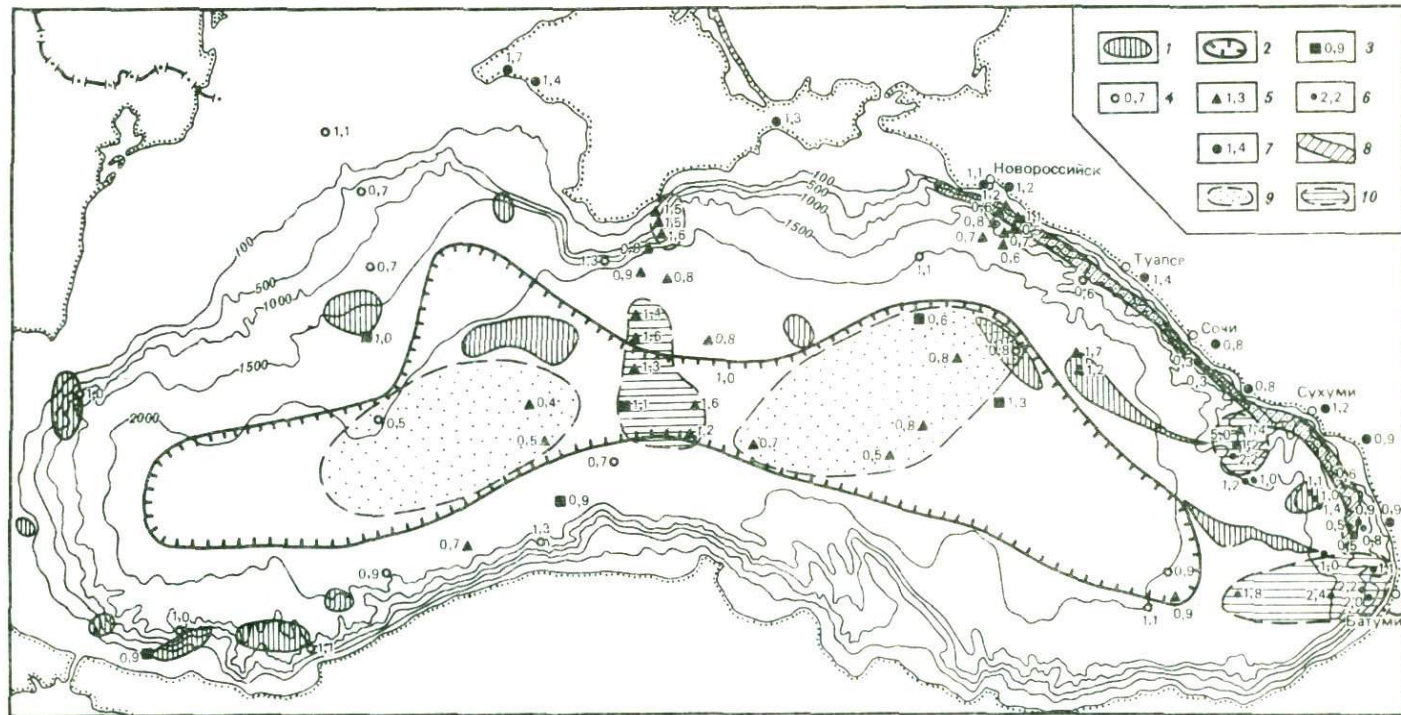


Рис. 3. Схема тепловых потоков акватории Черного моря

1 – положительные магнитные аномалии; 2 – область отсутствия "гранитного" слоя; 3–7 – величины тепловых потоков по данным, mWm^{-2} : 3 – [20], 4 – [22], 5 – [12], 6 – нашим, 7 – сухпутным; 8 – вдольбереговой прогиб; 9–10 – области аномальных значений теплового потока: 9 – отрицательных, 10 – положительных

положительным фоном геомагнитного поля. А.Т. Асланян основными факторами, способствующими возникновению аномального поля, считает широкое развитие гранитоидных пород, отличающихся относительно высоким содержанием тепловыделяющих элементов и экзотермическими реакциями разложения полевых шпатов в зонах разрывных нарушений, насыщаемых инфильтрационными углекислыми водами [2]. Р.Т. Мириджанян предполагает здесь увеличение активности верхней мантии, которое предопределяет также новейшую тектоническую перестройку, проявление глубинного магматизма и наземного вулканизма и формирование современного рельефа [14].

Интересным представляется рассмотрение тепловых потоков акватории Черного моря [8], для центральной (глубоководной) части которого, где осадочный слой мощностью до 14 км ($v_T = 1,6-4,5$ км/с) лежит на утоненном (до 6 км) "базальтовом" слое ($v_T = 6,6-7$ км/с), характерен субокеанический тип земной коры. Соответственно, мощность земной коры здесь составляет 18–25 км и граница раздела ($v_T \geq 8$ км/с) приподнята. В периферийных частях акватории мощность "базальтового" слоя увеличивается, появляется "гранитный" слой ($v_T = 6-6,3$ км/с), уменьшается мощность осадочного слоя и в обрамлении мощность коры достигает 40–45 км [18].

Распределение значений тепловых потоков показывает (рис. 3), что на общем фоне с $q_{cp} = 42 \text{ мВтм}^{-2}$ в глубоководной части, заполненной наиболее мощными осадочными отложениями, выделяются две большие изометрические области пониженных значений теплового потока: Западная ($q_{cp} = 21 \text{ мВтм}^{-2}$) и Восточная ($q_{cp} = 29 \text{ мВтм}^{-2}$) с меридиональной поперечной узкой (30–50 км) Центральной зоной высоких ($q_{cp} = 59 \text{ мВтм}^{-2}$) значений между ними. Продолжением последней на севере служит Ялтинская область ($q_{cp} = 63 \text{ мВтм}^{-2}$), развитая в зоне эпицентров современных интенсивных тектонических движений.

Области повышенных потоков имеют тектонический характер и приурочены к длительно живущим глубинным разломам: Центральная зона расположена между Одесско-Анкарским и Криворожско-Симсунским, а восточная — в зоне Южно-Черноморского. Можно отметить также совпадение Центральной зоны с линией раздела Черноморской впадины на Западный и Восточный секторы по особенностям геофизических полей и глубинного строения земной коры [13].

Вытянутая зона пониженных значений тепловых потоков в северо-восточной части совпадает с интенсивной отрицательной магнитной аномалией. Кроме того, сейсмическое профилирование показывает здесь наличие заполненного молодыми осадками прогиба, который со стороны моря ограничивается складчатыми поднятиями и диапирowymi (?) структурами [23].

Эта зона хорошо выделяется в районе Геленджика [12] и тянется далее на юго-восток, заканчиваясь севернее Батуми. Возможно, что южным ее ограничением служит продолжение Аджаро-Триалетской складчатой зоны, которая трассируется зоной повышенных значений теплового потока, доходящей до границы области отсутствия гранитного слоя.

Рассчитаем "истинные" значения тепловых потоков, внося соответствующие поправки в измеренные величины. Главной из них будет поправка

на скорость осадконакопления, которую определим дифференцированно в зависимости от строения осадочной толщи.

Верхний осадочный слой мощностью до 2–2,5 км ($v_r = 1,6–1,8$ км/с) характеризует всю впадину, имеет спокойное залегание и распределен более или менее равномерно, хотя в срединной полосе имеет несколько повышенную мощность (от устья р. Дуная к востоку). Этот слой идентифицируется с антропоген-плиоценовыми отложениями, поэтому скорость осадконакопления здесь должна составлять 30 см/1000 лет. Поправка составит 15% (зависимость значения поправки от скорости осадконакопления взяты из [9, 11, 12]).

Вниз по разрезу этот слой ограничен преломляющей поверхностью с $v_r = 3$ км/с (d_1^{0c} , по А.Ф. Непрочной). Между этой поверхностью и нижним осадочным слоем с $v_r = 4–4,5$ км/с развита мощная (до 8 км в центральной части) толща с $\bar{v}_{пл} = 3,2$ км/с, возраст которой определяют от олигоцена (майкопская серия) до понта–меотиса. В периферийных частях (кроме полосы между Крымом и Кавказом) мощность среднего слоя уменьшается до нескольких километров. Допускается наличие значительной мощности нижнего осадочного слоя [16], к которому относят породы палеогена–мела, а местами также юры и, возможно, верхнего палеозоя. По закономерностям изменения пластовых скоростей с глубиной в центральной части впадины и окружении [21] нижняя часть осадочной толщи (несколько километров) с $\bar{v}_{пл} = 4$ км/с может быть отнесена к эоцену–верхнему мелу. В периферийных частях эта толща входит в складчатый комплекс, который ниже имеет преломляющие горизонты с $v_r = 5–5,5$ км/с (по КМТВ). Подобные поверхности исчезают из разреза при переходе к глубоководной части, т.е. скорость осадконакопления в Центральной зоне (с учетом мощности неконсолидированных осадков) будет 20 см/1000 лет и поправка составит 50%. Для периферийных частей, учитывая общее сокращение мощности и участие нижних слоев в складчатом комплексе, поправка составит 15%. Наконец, для всей впадины необходимо принять 15% корректив на контрастность теплопроводности пород (модель заполненной осадками хемизллипсоидной депрессии) [24]. Суммируя значения поправок, получаем: для глубоководной части – 80, для периферии – 45%. Исправленные значения тепловых потоков приведены в табл. 2. Там же даны результаты расчета части тепла, генерируемого в земной коре, и как разница – мантийная составляющая теплового потока.

По аналогии с другими регионами мира [7] области глубоководной и периферийных частей Черноморской впадины, где $q_m = 16$ мВтм⁻², можно отнести к герцинской складчатости, что сближает их с Грузинской глыбой ($q_m = 13$ мВтм⁻²) и Скифской плитой ($q_m = 16$ мВтм⁻²). Области с высокими значениями $q_m \geq 54$ мВтм⁻² приурочены, как отмечалось выше, к глубинным разломам и отражают их термический режим в неотектонической стадии. К этому времени уже превалируют меридиональные направления. Как пример для обрамления можно привести исследования Е. Широковой напряжений главного ялтинского землетрясения. На их основе А. Артамонов построил модель смещения в виде вертикального сброса меридионального направления, что подтверждается также схемой расположения гипоцентров землетрясений.

Можно считать установленным, что на месте Черноморской впадины в

Таблица 2

Исправленные значения тепловых потоков, результаты расчета части тепла, генерируемого в земной коре, и мантийная составляющая теплового потока для Черноморской впадины, mWm^{-2}

Регион	Суммарное значение теплового потока q	Составляющие	
		коровая q_k	мантийная q_m
<i>Черноморская впадина</i>			
Глубоководная часть:			
области с низким ТП	46	30	16
области с высоким ТП	84	30	54
Периферийные части:			
области с низким ТП	50	34	16
области с высоким ТП	84	42	42
<i>Окружение впадины</i>			
Скифская плита	50	34	16
Южный склон Большого Кавказа	75	46	29
Грузинская глыба	50	37	13
Аджаро-Триалетская складчатая зона	84	46	38

течение длительного времени существовал источник сноса материала в геосинклинали Крыма—Кавказа и Анатолии. Эту часть суши (Понтиды, или Понтийско-Закавказский срединный массив, по Ш. Адамия) слагали породы позднебайкальской (аналогичные отложениям Крымско-Северо-Кавказского срединного массива) и герцинской складчатости, что доказывается радиометрическим возрастом гранитов галечного материала комплекса м. Меганом (рифей и пермь). Дальнейшее преобразование этой области в современную впадину с субокеанической корой различные авторы представляют по-разному. Наиболее распространено представление о спрединге (рифтообразовании). Кроме геотермических данных (отсутствие характерных для рифтовых зон продольных симметричных аномальных значений тепловых потоков в глубоководной впадине), против этого механизма говорят параллельность осей магнитных аномалий Кавказско-му и Понтскому хребтам, изменение в Центральной впадине их направлений на близмеридиональное, постепенное уменьшение мощности "гранитного" слоя. Переход магнитных аномалий с периферии в "безграничную" область должен указывать на то, что процессы формирования "базальтового" слоя были общими для разнородных участков, ибо верхние кромки тел, рассчитанные по этим аномалиям, приурочены именно к поверхности "базальтового" слоя.

Отсутствие значительной аномалии силы тяжести в центральной зоне Черноморской впадины можно объяснить наличием неоднородности (уплотненной зоны) в пределах верхней мантии [18], что указывает на главную причину образования глубоководной впадины.

Схема формирования Черноморской впадины представляется следующим образом. В течение всего палеозоя под центральной частью Черного моря существовал восходящий ток конвективного движения мантийного

вещества, который сформировал Понтийский массив со складчатостью герцинского возраста, с чем согласуется величина мантийной составляющей теплового потока большей части глубоководной впадины. Во время складчатости и некоторое время после нее "базальтовый" слой центральной зоны находился в пластическом состоянии, и под влиянием тока вещества здесь происходили выгибание поверхности и утонение этого слоя. Длительное воздымание Понтида сопровождалось глубоким прогибанием на севере и юге (Крымско-Кавказская и Анатолийская геосинклинали), что способствовало интенсивной эрозии, уничтожившей весь "гранитный" слой.

В дальнейшем, вероятно в конце мезозоя, произошло изменение ротационного режима, что вызвало начало полиморфного перехода. В верхней мантии образовалась уплотненная зона, уменьшился объем и началось прогибание со все возрастающей скоростью, на что указывает строение осадочной толщи. Эта стадия (прогибание) не вызывает тепловой аномалии [7]. Почти синхронно на севере и юге воздымаются горные страны, питающие возникший бассейн продуктами дезинтеграции. На последней стадии во всем регионе преимущественное развитие получили меридиональные разрывы, по которым и происходили нисходящие движения отдельных блоков. Возможно, что центральная зона повышенных значений тепловых потоков во впадине трассирует ныне живущий меридиональный глубинный разлом.

Весьма важное значение имеет распределение температур на поверхности консолидированного основания. В закономерностях их распределения мы находим наибольшее соответствие между геологическими структурами и тепловым полем. Методика составления подобных карт следующая. На основании вычисленных значений теплового потока и исправленных на температуру и давление теплопроводностей пород замеренные в скважинах температуры экстраполируются на подошву осадочной толщи. На рис. 4 дано схематическое распределение температур для территории Грузии.

Основная, центральная, часть покрыта изотермами с интервалом 100–200°С, что отвечает мощности осадков 5–6 км и нормальному значению тепловых потоков. Зона тянется от Тбилисского района на запад и переходит в Черное море. На этот фон накладываются аномалии. К охлажденным участкам относятся выходы на поверхность кристаллических пород Арвин-Болнисской глыбы, Дзирульского массива, Большого Кавказа и их окружения. Зоны с высокими значениями температур приурочены в основном к максимальной толщине осадочного слоя.

Самая крупная и прогретая зона – Восточно-Грузинская, где мощность осадочного покрова доходит до 13 км, а максимальные температуры превышают 250°С. Значительная зона (Иорская) развита в переходной полосе южного склона Большого Кавказа. В западной части расположены небольшие Мегрельская и Моквинская зоны. Большим размером характеризовалась бы Потийская зона, но охлаждающее влияние Черного моря сильно ее сокращает. И наконец, в центральной части Аджаро-Триалетии находится Боржоми-Мепиццкаройская зона, которая в восточной части имеет самую маленькую мощность осадочной толщи для этого интервала температур, что объясняется высоким значением глубинного теплового потока.

На территории Азербайджана глубины залегания кровли консолидиро-

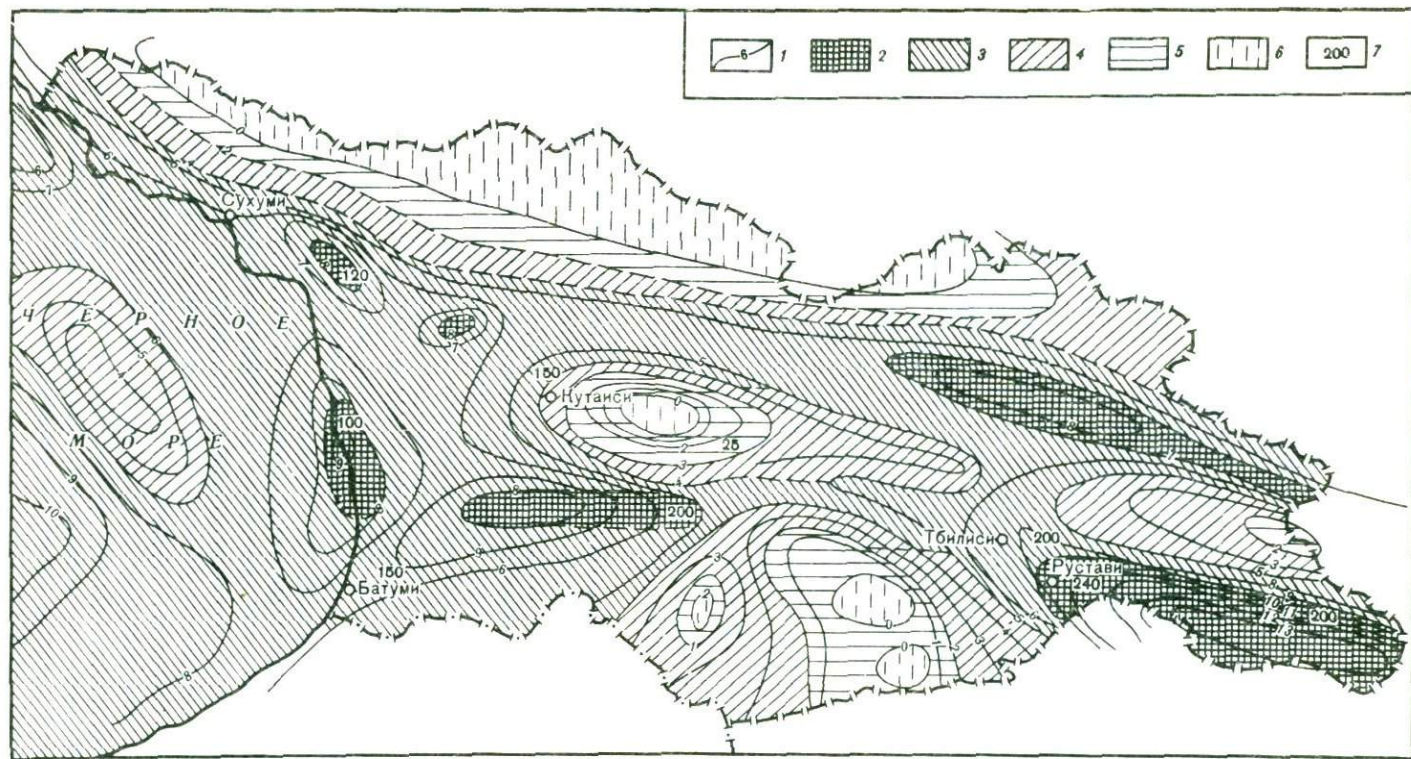


Рис. 4. Схема распределения температур на поверхности консолидированного основания Грузии

1 – стратозоипсы, км; 2–7 – температурные зоны, °С: 2 – менее 20, 3 – 20–50, 4 – 50–100, 5 – 100–200, 6 – более 200; 7 – температуры из табл. 3

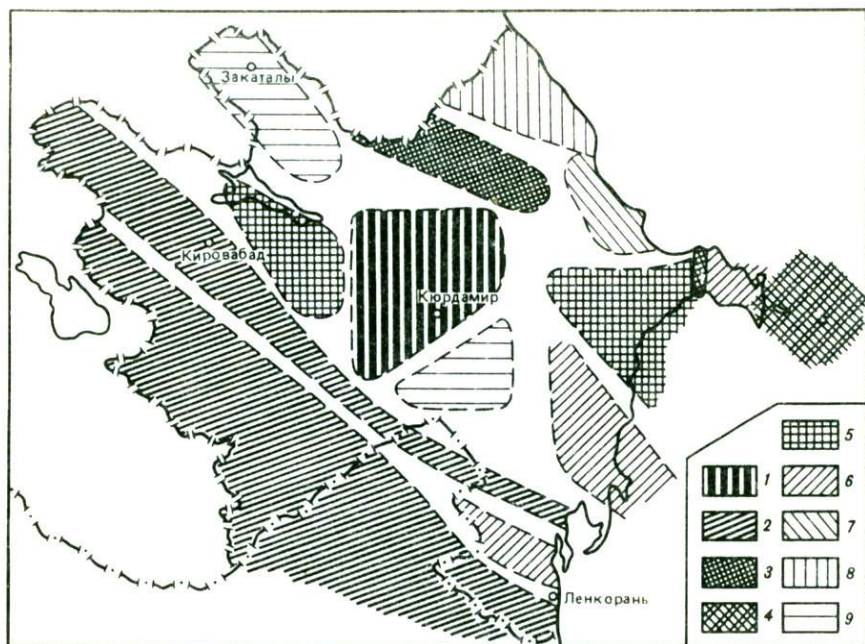


Рис. 5. Схема распределения геотемпературных зон по подошве осадочного слоя Азербайджана и сопредельной территории

1–9 – температурные зоны, °С: 1 – 450, 2 – 450–400, 3 – 400–350, 4 – 400–300, 5 – 350–300, 6 – 300–250, 7 – 300–200, 8 – 250–200, 9 – 200–150

ванной коры, имеющей доюрский возраст, брались по данным ГСЗ и КМПВ, которые достаточно хорошо согласуются в верхних горизонтах (1–3 км) с реально измеряемыми значениями в скважинах.

Построенная на этой основе С.А. Алиевым схематическая карта распределения геотемпературных зон на подошве осадочного слоя Азербайджана указывает на весьма значительные различия в степени нагретости глубинных горизонтов (рис. 5). Анализ распределения глубинных температур показывает, что наиболее прогретыми участками земной коры являются горноскладчатые сооружения Малого Кавказа, Талышского антиклинория и Большого Кавказа. Между Малым и Большим Кавказом в пределах тектонической зоны межгорного прогиба в интервале глубин 5–10 км выделяется крупная положительная тепловая аномалия (Евлах, Барда), обусловленная мощной толщей третичных глин и неглубоко залегающим "гранитным" слоем (до 6–8 км). Температура здесь превышает 300°С. Накопление тепловой энергии на данном участке Куринской впадины приводит к резкому увеличению температуры горных пород земной коры и верхней мантии.

В центральной части впадины (Сабирабад, Имишлы) температуры кровли фундамента самые низкие (150–200°С); они обусловлены подъемом к земной поверхности остывших блоков пород основного состава, что и выражается в средних значениях тепловых потоков для этого участка впадины ($q = 42 \text{ мВтм}^{-2}$).

В направлении к южной периферии впадины (Каза-Магомед, Сальяны) глубинные горизонты характеризуются низкими тепловыми режимами. "Гранитный" слой здесь отсутствует, и осадочный слой имеет мощность 18–20 км, а температура на этом уровне всего лишь 250–300°С. Тепловые потоки здесь самые низкие и достигают значения 25mWm^{-2} [8].

В северной части Куринской впадины (Ахсу, Агдаш) уже наблюдается повышение температур глубинных горизонтов. Здесь "гранитный" слой залегает на глубинах 8–9 км и наблюдаются некоторые изменения в литолого-фациальных особенностях горных пород осадочного слоя, а температура превышает 200°С.

Выявление общей картины распределения температур как по глубине, так и по латерали играет одну из важнейших ролей в геолого-геофизических представлениях о недрах планеты. Расчет прогнозных температур (создание температурных моделей) сталкивается со множеством трудностей. Главными из них можно считать определение степени нестационарности тепловых процессов в конкретных регионах, трехмерность задач, выяснение сути тепловых неоднородностей и др. Наибольшим приближением к действительности можно считать трехмерную нестационарную модель, в которой будут учитываться все важные факторы, влияющие на формирование теплового поля. Создание такой модели на сегодняшний день весьма затруднительно.

Первым приближением является создание двухмерной модели на основании решения уравнения теплопроводности и использования наблюдаемых на поверхности тепловых потоков с учетом генерации тепла и изменения теплопроводности в различных слоях [4]. Проверкой правомерности этой модели служит сравнение рассчитанных температур на подошве осадочного слоя с температурами поверхности консолидированного основания, которые были экстраполированы из прямых температурных замеров в скважинах с учетом значений тепловых потоков.

Работа по расчету трехмерной стационарной модели распределения температур с реперной постоянной нижней температурной поверхностью проведена М.А. Алексидзе, Г.И. Буачидзе, Г.Е. Гугунава и др. (см. наст. сб.). Эффективность данной модели проверяется при сравнении с наблюдаемыми значениями тепловых потоков на поверхности.

Нами рассчитана температура для двухмерной трехслойной модели, но для двух районов – глубоководной части Черного моря (отсутствует "гранитный" слой) и вулканов Казбек и Эльбрус (отсутствует осадочный слой) – взята двухслойная модель.

Рассчитанные значения температур (табл. 3) даны на основании осадочно-го (рис. 6, а), "гранитного" (рис. 6, б) и "базальтового" (рис. 6, в) слоев. Сравнение модельных температур в основании осадочного слоя с экстраполированным распределением прямых замеров в скважинах (см. рис. 4) указывает на правомерность модели в предложенных допущениях.

На первой поверхности наиболее рельефно выступает роль теплосопро-тивления, что отражает состав и мощность осадочной толщи. В сравнительно сходных геологических условиях температура в общем прямо пропорциональна мощности пород (Тбилиси–Рустави, Моква–Кутаиси). Вместе с тем также значительно влияние плотности теплового потока. Так, температуры в районе Поти и Восточной Кахетии не очень высоки из-за малых значений тепловых потоков, хотя мощность осадочных толщ здесь наиболь-

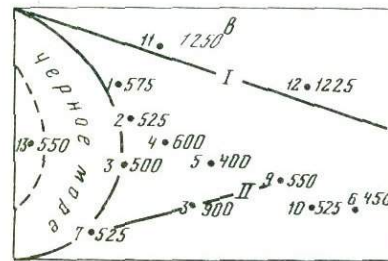
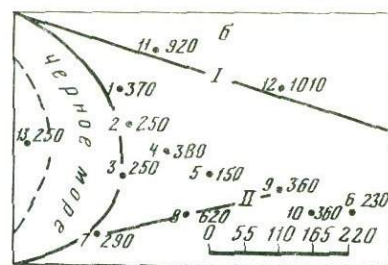
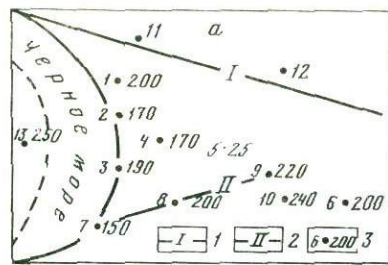


Рис. 6. Схема распределения температур на основании осадочного (а), "гранитного" (б) и "базальтового" (в) слоев. Значения температур округлены до 10°С (а, б) и 25°С (в)
1 — Большой Кавказ; 2 — Аджаро-Триалетский хребет; 3 — пункты расчета температур (слева — номер из табл. 3, справа — значение температур, °С)

шая. И наоборот, в районе Боржоми аналогичные температуры получены под осадками в 2 раза меньшей мощности опять-таки из-за увеличения значений тепловых потоков. Наименьшие температуры отмечены на охлажденном (ввиду малого теплосоппротивления) Дзирульском кристаллическом массиве, где под мало мощными осадочными отложениями температура достигает всего 25°С.

В осадочной толще глубоководной впадины Черного моря геофизически

Таблица 3

Рассчитанные значения температур на основании осадочного, "гранитного" и "базальтового" слоев

Номер пункта	Пункт	Суммарная мощность земной коры, км	Мощность осадочного слоя, км	Мощность "гранитного" слоя, км
1	Моква	50	8	17
2	Анаклия	47	8	14
3	Поти	48	9	14
4	Кутаиси	50	6	19
5	Сурамский хребет	41	1	14
6	Восточная Кахетия	49	10	14
7	Цихидзири	42	6	15
8	Боржоми	48	5	20
9	Тбилиси	49	8	16
10	Рустави	50	9	16
11	Эльбрус	55	0	25
12	Казбек	50	0	23
13	Черное море	28	14	0

выделяется два слоя: верхний мощностью до 3 км (плотность 1,8 г/см³) и нижний мощностью 10–12 км (плотность 2,4 г/см³). По теплофизическим параметрам первый слой мы приняли соответствующим современным донным отложениям, а аналогами второго взяты вулканы палеогена Аджаро-Триалетий. Рассчитанная здесь температура оказывается наибольшей (250°С), однако и мощность толщи наибольшая.

Аналогичная температура отмечается на основании "гранитного" слоя в прибрежных районах, что соответствует модели ее выклинивания к центральной впадине. Система Большого Кавказа на этом уровне выделяется особенно резко. Развитые под вулканическими районами Эльбруса и Казбека температуры порядка 1000°С указывают на наличие здесь очагов расплава.

В районах, близких к складчатой системе (Моква, Кутаиси, Рустави), температура имеет несколько повышенные значения (свыше 350°С) по сравнению с фоном для глыбы (230–250°С). По-прежнему выделяется низкой температурой Дзирульский массив. Высокие температуры отмечаются в районе Боржоми (свыше 600°С).

На поверхности основания базальтов картина распределения температур становится более однородной. На общем фоне (500–550°С) с тенденцией к уменьшению на восток (Кахетия — 450°С) выделяются вулканические области Большого Кавказа (свыше 1200°С) и район Боржоми (около 900°С). На этом уровне Дзирульский массив почти подтягивается до фоновых значений.

Градиент температур в районах Эльбруса и Казбека на глубине 40–50 км достигает 8–11°С/км, что дает удовлетворительное совпадение с теоретическими расчетами [10].

Хорошие соответствия с некоторыми другими регионами получаются и для абсолютных значений температур. Так, для Сибирской платформы на

Мощность "базальтового" слоя, км	q, mWm ⁻²	T ₁ , °С	T ₂ , °С	T ₃ , °С
25	56	196	370	567
25	39	173	246	521
25	36	191	248	490
25	57	165	375	589
26	43	25	164	389
25	32	200	228	456
21	50	148	288	514
23	85	196	622	889
25	51	219	364	562
25	48	243	359	527
30	126	—	921	1261
27	143	—	1010	1225
14	38	250	—	551

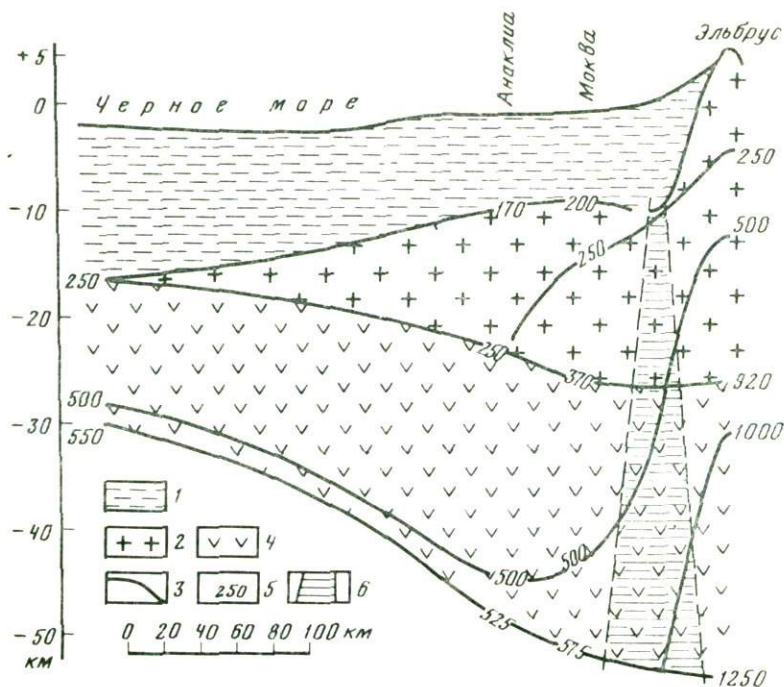


Рис. 7. Температурный разрез модели земной коры Западного Кавказа и Черного моря

1-3 - слои: 1 - осадочный, 2 - "гранитный", 3 - "базальтовый"; 4 - изотермы, °С; 5 - рассчитанные температуры из табл. 3; 6 - зона аномального горизонтального перепада температур

поверхности М установлено 400°C , для сооружений герцинской консолидации Алтая-Саяна - 600°C , а для Байкальской рифтовой зоны - $1100-1200^{\circ}\text{C}$. Наши расчеты для Черноморской впадины совпадают с аналогичными расчетами в [9] для уровня М, но разнятся для основания осадочной толщи. Это понятно, если учесть, что там рассмотрена трехслойная модель.

Полученная картина распределения температур в земной коре в пределах Грузии в общем отвечает модели А.А. Смыслова [17]. По температурным характеристикам глубоководная часть Черноморской впадины отвечает второму типу земной коры (районы островных дуг Тихого океана, где мощные осадочные отложения залегают на базальте). Система Большого Кавказа входит в четвертый тип (подвижные пояса в среднем этапе их развития - Альпы, Карпаты, Гималаи). Здесь интересно наличие магматических очагов расплавов в гранитном слое, которые для центральной части Аджаро-Триалетии смещены вниз. Можно отметить, что в этой складчатой зоне в температурном отношении особенно выделяется район Боржоми, причем аномалии прослеживаются до самых больших глубин. Возможно, что причиной этого явления служит срединное блоковое поднятие, наличие которого предполагается в работе [5]. Наконец, Дзирульский массив по температурным особенностям относится к пятому типу (область выходов на поверхность кристаллических и метаморфизованных пород палеозоя).

Для иллюстрации приведен схематический разрез Эльбрус—Черное море (рис. 7), который построен по геофизическим данным и расчетам температур на четырех разрезах. Интересным здесь представляется совпадение изотермы 250°C с подошвой выклинивающегося "гранитного" слоя и наличие на границе складчатой системы и глыбы зоны аномальных горизонтальных градиентов температур; в результате создаются термоупругие напряжения, ответственные за глубинный разлом — линеамент.

Подобные расчеты, проведенные для территории Армении Р.Т. Мириджаняном, дают следующие значения. В пределах центральной региональной геотермической аномалии геозотерма 400°C расположена на глубине 10–16 км, а температура на поверхности М оценивается в интервале $900\text{--}1200^{\circ}\text{C}$. Вместе с тем в Иджеванском прогибе изотерма 400°C находится на глубине 25 км, а поверхность М имеет температуру около 500°C [15].

На территории Азербайджана прогнозные расчеты имеются лишь для района сверхглубокой скв. Саатлы. С.А. Алиев, используя данные проведенной опережающей скважины, выявил тенденцию изменения температурного градиента с глубиной. Схематические расчеты, проведенные на этой основе, дают следующие значения: глубина 7 км — $120\text{--}130^{\circ}\text{C}$, 8 км — $130\text{--}140^{\circ}\text{C}$, 9 км — $150\text{--}160^{\circ}\text{C}$, 10 км — $170\text{--}185^{\circ}\text{C}$, 15 км — около 325°C .

Сопоставления закономерностей теплового поля Кавказа с другими геолого-геофизическими данными позволяют прийти к следующим выводам.

1. На современном этапе энергетически наиболее активной является Центральная транскавказская зона, пересекающая меридионально все геологические структуры Кавказа.

2. Области интенсивного погружения отвечают охлажденным участкам коры, что должно вызываться нестационарностью тепловых процессов.

3. По геотермическим данным Черноморская впадина не отвечает рифтовой модели; в ней выделяется центральная поперечная активная зона, трассирующая современный глубинный разлом. Возраст большей части впадины по аналогии с межгорным прогибом отвечает герцинской складчатости.

4. Современные глубинные разломы Кавказа по геотермической активности аналогичны областям неоген-четвертичного вулканизма.

5. Поверхность границы верхней мантии М, несмотря на значительные перепады глубин залегания, характеризуется относительно равномерной температурой (500°C) на большей своей части. Лишь в областях выходов древних кристаллических массивов на поверхность температура снижается до 400°C , а в зонах четвертичного вулканизма превышает 1200°C .

6. Границы альпийских складчатых систем совпадают в общем с зонами аномально высоких горизонтальных градиентов температур в верхней мантии и нижней части коры, что создает термоупругие напряжения, благоприятные для долгоживущих глубинных разломов.

7. Предложенная двухмерная геотермическая модель, по которой рассчитаны прогнозные температуры на разных уровнях вплоть до верхней мантии, находит достаточно хорошее соответствие с фактически замеренными данными.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аветисянц А.А.* Армения. — В кн.: Глубинный тепловой поток Европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1974, с. 90–95.
2. *Асланян А.Т.* Некоторые вопросы изучения и использования подземного тепла в Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1979, № 5, с. 28–35
3. *Буачидзе Г.И.* Тепловое поле Черноморской впадины и вопросы ее происхождения. — Геотектоника, 1977, № 2, с. 85–92.
4. *Буачидзе Г.И., Годердзишвили Н.А.* К вопросу распределения температур в земной коре на территории Грузии. — Сообщ. АН ГССР, 1974, т. 76, № 2, с. 345–348.
5. *Гамкрелидзе И.П.* Некоторые соображения о возможной модели тектоногенеза Анатолийско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса. — Сообщ. АН ГССР, 1974, т. 74, № 3, с. 629–633.
6. Геотермические условия и термальные воды Грузии/И.М. Буачидзе, Г.И. Буачидзе, Н.А. Годердзишвили и др. Тбилиси; Сабчота Сакартвело, 1980. 207 с.
7. *Гордиенко В.В.* Тепловые аномалии геосинклиналей. Киев: Наук. думка, 1975. 265 с.
8. *Кашкай М.А., Алиев С.А.* Тепловой поток в Куринской депрессии. — В кн.: Глубинный тепловой поток Европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1974, с. 95–109.
9. *Кутас Р.И., Гордиенко В.В.* Тепловое поле Украины. Киев: Наук. думка, 1971. 140 с.
10. *Любимова Е.А.* О температурном градиенте в верхних слоях Земли и возможности объяснения слоя пониженных скоростей. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 12, с. 149–151.
11. *Любимова Е.А.* Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 279 с.
12. *Любимова Е.А., Савостин Л.А.* Тепловой поток в центральной и восточной частях Черного моря. — Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 2, с. 349–352.
13. *Маловицкий Я.П., Белокуров В.С., Непрочнов Ю.П.* Комплексное геофизическое районирование Черноморской впадины и структур ее обрамления. — В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975, с. 300–308.
14. *Мириджанян Р.Т.* О природе аномально повышенного геотермического поля Центрального района Армянской ССР и вопрос его сейсмичности. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1974, № 6, с. 67–69.
15. *Мириджанян Р.Т.* Прогнозная оценка температуры глубинных слоев земной коры на территории Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1979, № 5, с. 58–63.
16. *Непрочнова А.Ф., Непрочнов Ю.П., Ельников И.Н.* Строение осадочной толщи глубоководной впадины Черного моря к югу от Крыма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 7, с. 64–74.
17. *Смыслов А.А.* Тепловой режим земной коры и подкорковых масс. — В кн.: Геологическое строение СССР. М.: Недра, 1969, т. 5, с. 123–147.
18. *Субботин С.И.* Строение земной коры впадины Черного моря, причины и схема ее образования. — Геофиз. сб. АН УССР, 1965, вып. 1 (12), с. 5–15.
19. *Сухарев Г.М., Тарануха Ю.К., Власова С.П.* Новые данные о величинах тепловых потоков из недр Азербайджана. — Геология нефти и газа, 1973, № 8, с. 53–63.
20. *Сысоев Н.Н.* О тепловом потоке со дна Черного моря. — Докл. АН СССР, 1961, т. 121, № 6, с. 153–169.
21. *Чекунов А.В., Рябчун Л.И.* Некоторые вопросы формирования Черноморской впадины и ее геотектонические особенности в неогене и антропогене. — Геофиз. сб. АН УССР. 1971, вып. 39, с. 68–76.
22. *Erikson A., Simmons G.* Environmental and geophysical interpretation of heat-flow measurements in Black Sea. — In: The Black Sea/Ed. E. Degens, D. Ross. N.Y.: AAPG, 1974, p. 50–52.
23. *Ross D., Uchupi E., Bowin C.* Shallow structure of the Black Sea. — In: The Black Sea/Ed. E. Degens, D. Ross. N.Y.: AAPG, 1974, p. 11–34.
24. *Von Herzen R., Uyeda S.* Heat Flow through the Eastern Pacific Ocean floor. — J. Geophys. Res., 1963, vol. 68, p. 1107–1116.

Ш.А. Адамия

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КАВКАЗА И ЕГО СВЯЗЬ С СОВРЕМЕННЫМИ СТРУКТУРАМИ

Тектонические зоны. Одна из наиболее характерных черт геологии Кавказа — четко выраженная латеральная структурно-формационная зональность его территории, наличие ряда протяженных субширотных зон, отличающихся друг от друга стилем и степенью тектонических деформаций, мощностями и составом слагающих их пород, характером и интенсивностью проявлений эндогенных процессов — магматизма, метаморфизма и рудообразования.

Тектонические зоны Кавказа можно сгруппировать в три основных типа структур земной коры — геосинклиальный, квазиплатформенный и платформенный. Для геосинклиального типа характерны преимущественно глубоководные осадки большой мощности, интенсивный слабо дифференцированный инициальный магматизм, метаморфизм пород, альпийно-типа складчатость и надвигообразование. Квазиплатформенный тип структурно-формационных зон Кавказа определяется в основном мелко-водными или субаэральными условиями седиментации, платформенными фациями отложений, частыми перерывами в осадконакоплении, известково-щелочным магматизмом, слабой или умеренной складчатостью пород и развитием крутых разломов. Структурно-формационные зоны платформенного типа, развитые на крайнем севере территории Кавказа (Предкавказье), обладают всеми чертами строения и развития, присущими молодым платформам.

По принятой здесь схеме тектонического районирования Кавказа на его территории выделяются молодая Предкавказская платформа (плита) и альпийский складчатый пояс (собственно Кавказ), включающий тектонические зоны геосинклиального и квазиплатформенного типов (рис. 1).

Особенности строения земной коры. Территория Кавказа, как известно, имеет кору континентального типа, состоящую либо из осадочного, "гранитного" и "базальтового", либо только из "гранитного" и "базальтового" слоев — в местах выходов на поверхность гранит-метаморфитового фундамента [7, 8]. Лишь в центральных частях Черного моря и Южного Каспия, которые могут рассматриваться частично в составе Кавказского региона, отсутствует "гранитный" слой и кора характеризуется переходным, субокеаническим (или субконтинентальным) типом строения.

Мощность земной коры в Кавказском регионе изменяется от 20 до 60 км. Существенным латеральным изменениям подвержены по крайней мере два верхних слоя коры — осадочный и "гранитный". В широких пределах варьируют как их мощности, так и состав и структура слагающих их пород.

Осадочный слой в Кавказском регионе развит почти повсеместно, за исключением небольших по площади участков на северном Кавказе (Бечасынская зона и зона Передового хребта), довольно обширной площа-

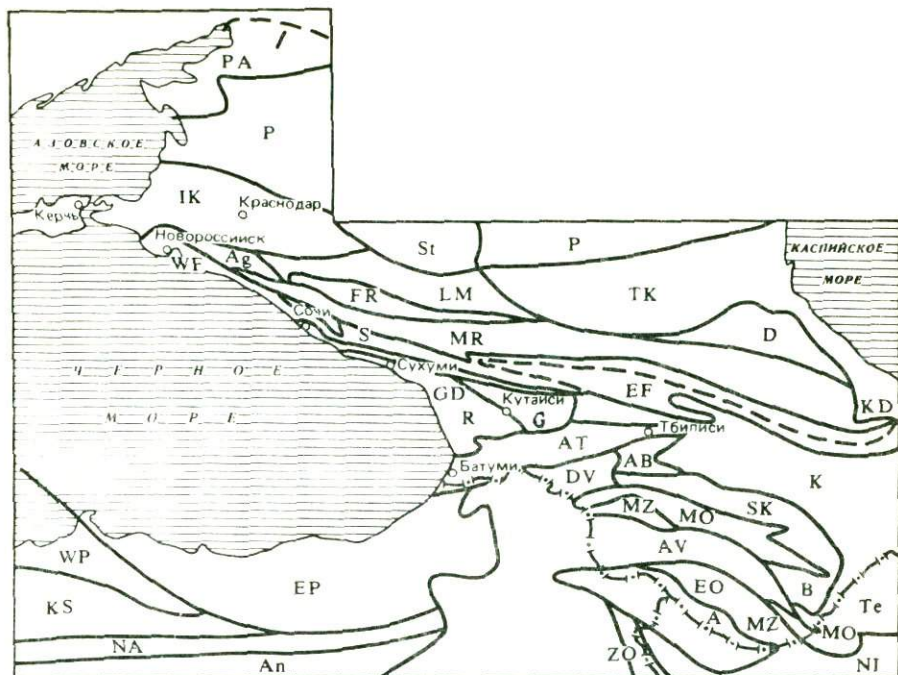


Рис. 1. Схема тектонической зональности Кавказа и сопредельной территории

Восточно-Европейская древняя платформа: ПА – Приазовский выступ Украинского щита. Скифская плита: P – Предкавказская молодая платформа. IK – Индоло-Кубанская предгорная впадина, St – Ставропольское поднятие, ТК – Терско-Каспийская предгорная впадина, KD – Кусаро-Дивичинский прогиб, LM – Лабно-Малкинская (Бечасынская) зона, D – известняковый Дагестан. Альпийская складчатая система Большого Кавказа: FR – зона Передового хребта, Ag – Абино-Гунайская зона, MR – зона Главного хребта, S – зона Южного склона (WF и EF – западный и восточный флишевые синклиории соответственно), GD – Гагрско-Джавская переходная зона. Закавказский и Понтийский срединные массивы: G – Грузинская глыба, R – Рионская межгорная впадина, K – Куринская межгорная впадина, DV – Джавахетское вулканическое нагорье, SK и B – Сомхето-Карабахско-Кафанская (Локско-Кафанская) зона, AB – Артвино-Болниская глыба, AT – Аджаро-Триалетская зона, Te – Тальшская зона, WP – Западные Понтиды, EP – Восточные Понтиды, NA – MO – Северо-Анатолийско-Малокавказский (Севанский) офиолитовый пояс. Малокавказская часть Иранской квазиплатформы: MZ – Мисхано-Зангезурская зона, EO – Еревано-Ордубадский синклиорий, A – Приараксинская впадина, AV – Армянское вулканическое нагорье, NI – Северный Иран, An – Анатолиды, ZO – Загрроско-Оманский офиолитовый пояс

ли в зоне Главного хребта Большого Кавказа и очень ограниченных участков в центральной части зоны Южного склона, в Закавказском межгорном прогибе и Мисхано-Зангезурской зоне Малого Кавказа (рис. 2).

Для осадочного слоя характерна значительная мощностная, фашиальная и структурная изменчивость как в вертикальном, так и в латеральном направлениях, что обуславливает широкие вариации физических параметров этого слоя.

В пределах Предкавказской молодой платформы мощность осадочного слоя колеблется от 14 до 0 км. Наибольшая мощность его в Азово-Кубанской (14 км) и Терско-Каспийской (12 км) предгорных впадинах. Мощ-

ность существенно сокращается в пределах Ставропольского поднятия, разделяющего названные выше впадины, и других участков [2, 3].

Весьма разнороден осадочный слой молодой платформы по вертикали. Его можно разбить на несколько горизонтов: 1) самый верхний сложен позднеальпийской молассой мощностью до нескольких километров (в прогибах); он состоит из рыхлых терригенных пород, характеризующихся низкой плотностью и небольшой скоростью распространения сейсмических волн; 2) под позднеальпийской молассой залегает горизонт мезозойско-раннекайнозойских более плотных (часты известняки) пород, составляющих недеформированный или слабо деформированный чехол молодой платформы; 3) еще ниже расположен переходный, тафрогенный (19), горизонт, сложенный триас-верхнепалеозойскими молассовыми и вулканогенными породами.

генно-осадочными умеренно деформированными образованиями; 4) последний несогласно перекрывает интенсивно складчатый, но относительно слабо метаморфизованный (филлиты, глинистые сланцы) "фундамент", сложенный преимущественно мелкообломочными терригенными осадками среднего палеозоя. По своим физическим параметрам этот горизонт является как бы переходным между настоящим "гранит-метаморфитовым" и осадочным слоями. По структурно-литологическим показателям он почти аналогичен ранне-среднеюрским породам зоны Южного склона, которые обычно рассматриваются в составе осадочного слоя.

В тектонических зонах Большого Кавказа мощность осадочного слоя также изменяется в больших пределах — от 0 до 10 км и более. Наибольшая мощность слоя отмечается в зоне Южного склона, нулевая — в зоне выступа кристаллического ядра Большого Кавказа.

В осадочном слое Большого Кавказа можно выделить ряд горизонтов, различающихся по физическим свойствам. Наиболее верхний из них, развитый лишь в областях западного и восточного погружения, сложен позднеальпийской низкоплотностной молассой. Более нижний горизонт следует объединить флиш поздней юры—мела—эоцена, глинисто-сланцевую серию ранней—средней юры и вулканогенно-осадочные породы средней юры, смятые в сильно сжатые складки. Возможно, близкими с ними параметрами характеризуются менее деформированные триас-позднепалеозойские молассы зоны Передового хребта. Более низкий горизонт, залегающий под отмеченными молассами, представлен аспидно-сланцевыми и вулканогенными ниже-среднепалеозойскими толщами этой же зоны. Сходными параметрами, по-видимому, характеризуются интенсивно складчатые триас-палеозойские аспидные сланцы и филлиты зоны Южного склона. Последние, однако, могут рассматриваться и в составе "фундамента". Впрочем, к "фундаменту" можно отнести и аспидно-сланцевую серию зоны Южного склона. По этой причине большую сложность представляет разграничение осадочного и "гранитного" слоев в зоне Южного склона и, следовательно, определение их мощности.

В пределах Закавказской межгорной впадины верхний горизонт осадочного слоя представлен позднеальпийской слабоплотностно-низкоскоростной терригенной молассой с максимальной мощностью до 5–6 км. В центральных частях впадины моласса деформирована слабо. Степень деформированности возрастает к северному борту впадины, вызывая некоторое увеличение плотности пород.

В отличие от обломочных моласс позднеальпийские орогенные вулканические образования Закавказской межгорной зоны (Джавахетское нагорье), представленные преимущественно лавами от базальтов до риолитов, обладают иными физическими свойствами, в частности большей плотностью и сейсмической скоростью и т. д.

Нижний горизонт осадочного слоя этой же зоны, сложенный отложениями позднего палеозоя, юры, мела и раннего—среднего палеогена, более деформирован и уплотнен и обладает большей сейсмической скоростью.

Для Аджаро-Триалетского и Галышского трогов, расположенных в пределах Закавказского срединного массива, характерно более простое строение осадочного слоя. Здесь выделяется всего один горизонт (мощность 2–8 км), состоящий из умеренно складчатых, преимущественно

вулканокластических, среднеплотностных и среднескоростных пород. По своим физическим параметрам они близки к юрско-меловым вулканокластическим образованиям южной периферической части Закавказской межгорной зоны (Локско-Кафанская зона Закавказского срединного массива).

Относительно повышенными плотностно-скоростными свойствами характеризуется осадочный слой Севанского (Малокавказского) офиолитового пояса. В этой зоне он сложен интенсивно тектонизированным офиолитовым комплексом, который перекрыт известняками и вулканокластолитами позднего мела—палеогена.

В тектонических зонах, следующих к югу от Малокавказского офиолитового пояса (Мисхано-Зангезурская, Ереван-Ордубадская и Приараксинская зоны), мощность осадочного слоя относительно невелика, местами достигает 3—4 км. Строение осадочного слоя и в этих зонах многоярусное. Самый верхний горизонт рыхлых молассовых олигоцен-неоген-четвертичных слабо деформированных, слабо уплотненных и низкоскоростных пород выполняет Приараксинскую зону. Синхронный им неоген-четвертичный лавово-пирокластический базальт-андезит-дацит-риолитовый горизонт, обладающий более высокими плотностно-скоростными параметрами, слагает Армянское вулканическое нагорье. Под отмеченными горизонтами залегает следующий ниже горизонт мел-палеогеновых умеренно складчатых карбонатных и вулканогенно-осадочных пород, более плотных, чем позднеальпийская моласса. И, наконец, нижний горизонт осадочного слоя, сложенный известняками, доломитами, кварцитами и сланцами триаса, позднего и среднего палеозоя, составляющий чехол малокавказской части Иранской квазиplateформенной структуры, характеризуется более высокими плотностями и сейсмическими скоростями.

В глубоководной впадине Черного моря максимальная мощность осадочного слоя (16 км) отмечается в центральной, "безграничной", части. Здесь он также подразделяется по крайней мере на два горизонта. Верхний, практически недеформированный, сложенный песчано-глинистыми слабоуплотненными олигоцен-неоген-четвертичными осадками, обладает низкой сейсмической скоростью; он составляет почти половину всего разреза. Нижний, более плотный и высокоскоростной, возможно, образован вулканокластическими и карбонатными породами мела, раннего и среднего палеогена. О внутренней структуре этого горизонта для глубоководной части впадины Черного моря нет удовлетворительных данных. В перифериях акваторий Черного моря, прилегающих к Кавказу, строение осадочной толщи, по-видимому, аналогично строению осадочного слоя Закавказского межгорного прогиба. Весьма вероятно предположение, что строение осадочного слоя и Южного Каспия подобно строению этого слоя в западной части Закавказского межгорного прогиба (Нижекуринский прогиб).

"Гранитный" слой почти во всех зонах Кавказа развит повсеместно. Отсутствует он лишь в глубоководных частях впадин Черного моря и Южного Каспия. По ряду данных его максимальная мощность предполагается под молодыми альпийскими горно-складчатыми сооружениями — зоной Главного хребта (до 25 км), Мисхано-Зангезурской и Севанской зонами (до 20—22,5 км). В депрессионных структурах Кавказа:

в Рионско-Куринской, Азово-Кубанской и Терско-Каспийской — мощность этого слоя существенно уменьшается до 5–15 км (см. рис. 2).

”Гранитный”, или ”гранит-метаморфический”, слой Кавказа образует фундамент осадочных образований этого региона. Обнажается он либо вскрыт буровыми скважинами почти во всех его тектонических зонах; характеризуется исключительно сложной внутренней структурой и разнообразным вещественным составом.

В Бечасынской зоне (приподнятый южный край Предкавказской молодой платформы) древнейшие комплексы представлены метавулканитами и метаосадочными породами чегемской и хасаутской серий, гранитоидами и серпентинизированными ультрабазитами. Перекрыты эти образования отложениями трансгрессивной нижней юры либо молассами позднего палеозоя (средний карбон—пермь). В бассейне р. Малка они расположены под относительно слабо метаморфизованными осадками девона—силура—среднего кембрия (?) (лахранская и урлешская свиты).

В зоне Передового хребта породы ”гранитного” слоя, расположенные под среднепалеозойскими сланцами и филлитами, обнажаются в бассейне р. Большая Лаба и представлены амфиболитами (балканская свита), кристаллическими сланцами и гнейсами (армовская свита). Обнаружены они также выше пород среднего палеозоя, где представлены амфиболитами и кристаллическими сланцами, находящимися в аллохтонном залегании.

В зоне Главного хребта древнейшие комплексы, представленные кристаллическими сланцами, мигматитами и гнейсами (макерская серия и ее аналоги), амфиболитами, мраморами и кристаллическими сланцами (буульгенская и лабинская серии и их аналоги), слагают совместно с гранитоидами среднего—позднего палеозоя кристаллическое ядро альпийского горно-складчатого сооружения. Они перекрыты трансгрессивно молассами среднего карбона—перми либо глинисто-сланцевой формацией нижней юры.

В зоне Южного склона древнейшие комплексы в виде небольших выходов обнажаются из-под трансгрессивной нижней юры лишь в Центральной Абхазии. Они представлены кристаллическими сланцами и мигматитами (Ацгара, Шоудиди) либо амфиболитами (Гораб).

В зонах Закавказского срединного массива, расположенных между зоной Южного склона и Севанским офиолитовым поясом, древнейшие комплексы обнажаются в пределах Дзирульского, Храмского, Локского и Асрыкчайского выступов фундамента. Они представлены гнейсами, мигматитами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, гранитоидами. Перекрыты древнейшие комплексы местами нижним (визе)—средним карбоном либо более молодыми мезозойско-кайнозойскими отложениями.

В Севанской офиолитовой зоне древнейшие комплексы ”гранитного” слоя, представленные кристаллическими сланцами, гнейсами, мраморами, встречаются либо в составе альпийского тектонического меланжа, либо в олистостромах альба—позднего мела в виде отдельных обломков, глыб и блоков разной величины.

В Мисхано-Зангезурской зоне (северный край Иранской квазиплатформенной области) древнейшие комплексы обнажены в Мисханских выступах фундамента и на Зангезурском хребте. Они представлены амфи-

болитами, гнейсами, кристаллическими сланцами и мраморами, а также гранитоидами и перекрыты трансгрессивным мезозоем.

В более южной, Приараксинской, зоне малокавказской части Иранской квазиplatformы древнейшие комплексы, представленные метаморфическими породами, вскрыты буровой скважиной в Араратской долине.

До 50-х годов древнейшие комплексы Кавказа, за исключением офиолитов и некоторых пород зоны Южного склона, относились к докембрию, а частично — к докембрию—раннему палеозою на основе их глубокой метаморфизованности и гранитизированности по сравнению с отложениями палеозоя, часто находящимися в непосредственной близости от них. Все эти комплексы рассматривались обычно как обломки Русской (Восточно-Европейской) платформы. Исключение составляла, по-видимому, лишь концепция А.И. Джанелидзе, согласно которой древние комплексы Большого Кавказа и Закавказских выступов считались герцинскими образованиями. Результаты измерения абсолютного возраста древнейших комплексов Кавказа, полученные К—Аг-методом, выявили сложную картину. В частности, были получены значения, указывающие на средне-позднепалеозойский возраст почти всех гранитоидов, размещенных в метаморфических комплексах Бечасынской зоны, Главного хребта, Дзирульского, Храмского и Локского выступов Закавказского срединного массива. Накопившиеся впоследствии довольно многочисленные К—Аг-датировки, дополненные данными Rb—Sr-метода и подкрепленные рядом геологических фактов, привели к тому, что мнение о средне-позднепалеозойском (герцинском) возрасте основной массы доальпийских гранитоидов Кавказа стало общепринятым. Однако пересмотрен был вопрос о возрасте лишь гранитоидов, но не вмещающих их метаморфических комплексов, которые традиционно все еще относились к докембрию—раннему палеозою, хотя и по ним были получены более молодые датировки.

Палеонтологические находки последних лет в глубоко метаморфизованных комплексах зоны Главного хребта и Закавказского массива, а также ряд геологических соображений заставили пересмотреть устоявшиеся взгляды и на возраст метаморфических образований. В частности, в мраморизованных известняках лабинской серии зоны Главного хребта были обнаружены остатки высокоразвитых криноидей, указывающие на послеродовикский—среднепалеозойский возраст пород. Среднепалеозойские палиноморфы недавно были обнаружены в метаморфических сланцах Дзирульского выступа, а в апаранской свите Мисханского выступа обнаружены фораминиферы и белемниты мезозойского возраста [12]. Таким образом, выяснилось, что в составе гранит-метаморфитового фундамента Кавказа широко представлены образования палеозоя, местами мезозоя.

Относительно удовлетворительно древнейшие комплексы датируются в крайней северной, Бечасынской, зоне, где метаморфические породы трансгрессивно перекрыты урлешской свитой песчаников и филлитов. Последняя относится к кембрию—ордовику на основе ряда косвенных данных.

В Бечасынской зоне в ущелье р. Даут известны порфиоровые слюдяные сланцы (шаукольская свита, чегемская серия), мусковит которых Rb—Sr-методом дал значение 870 млн. лет, указывающее на позднедокембрийский возраст метаморфизма этих пород [4].

Не удовлетворительно установлен возраст древнейших образований зоны Передового хребта. Балканская и армовская свиты, рассматриваемые в качестве таковых, имеют сложные, пока не выясненные однозначно контакты с покрывающими их среднепалеозойскими породами. Одни считают, что между ними существует постепенный стратиграфический переход, другие же предполагают наличие пологого тектонического срыва на их границе.

Древнейшие комплексы этой же зоны, расположенные между отложениями турнейского яруса нижнего карбона и молассами среднего карбона, до последних лет относились к нижнему карбону. Однако в вулканогенно-осадочной части офиолитовой ассоциации были обнаружены граптолиты силура, что показало ошибочность существующих стратиграфических схем. Детальные специальные исследования выявили покровное строение этой зоны. Офиолиты, метаофиолиты и кристаллические сланцы тектонически перекрывают средний палеозой автохтона (параавтохтона) Передового хребта и трансгрессивно перекрыты верхнепалеозойскими молассами. Вулканогенно-осадочная составляющая офиолитовой ассоциации по фауне датируется как силур—средний девон. Что же касается базит-гипербазитовой части этой ассоциации, то об их возрасте нет единого мнения. Одни исследователи считают их докембрий-раннепалеозойскими образованиями, другие же склонны относить их к раннему—среднему палеозою.

Единичные значения, соответствующие позднему кембрию, были получены для некоторых древнейших образований зоны Главного хребта. Это пегматоидный гранит верховьев Теберды (с парагонитовой слюдой), Rb—Sr-возраст которого 750 млн. лет [4], и амфиболит из верховьев р. Аксаут, K—Ar-возраст которого 860 ± 40 млн. лет [5]. Но эти данные находятся в противоречии с другими более многочисленными измерениями абсолютного возраста зоны Главного хребта. В частности, такие же гранитоиды верховьев р. Теберды по K—Ar-методу дали значение 317 ± 23 и 323 ± 8 млн. лет [33].

Значение возраста 1300 ± 50 млн. лет, полученное по Pb-методу для цирконов слюдяных сланцев р. Урух, приведены в работе А.И. Тугаринова и др. [27]. Однако циркон как второстепенный (классический) минерал непригоден для прямой датировки вмещающих пород, для которых K—Ar-измерения дают значения от 380 до 190 млн. лет.

Следующим районом, где получены докембрийские значения, является Локский выступ фундамента Закавказского срединного массива. Э.В. Соболевич, Н.С. Варделашвили и др. [24] провели 207Pb — 206Pb изохронное датирование цирконов из гранитоидов этого массива, свидетельствующее об их возрасте 1300 ± 300 млн. лет. Однако и в данном случае из-за значительной окатанности цирконов авторы предполагают, что они относительно гранитоидов представляют собой реликтовые образования. K—Ar-датировки этих же гранитоидов не превышают 330 млн. лет, а по Rb—Sr-методу получено 338 млн. лет [33].

Большую роль для датировки древнейших комплексов Закавказья обычно отводили филлитам Дзирульского выступа фундамента, в которых еще в начале 30-х годов были найдены кембрийские археоциаты. По мнению одних исследователей, филлиты с кристаллическими сланцами Дзирульского массива составляют единую непрерывную и близкую по возрасту

формацию. Другие предполагают существование большого стратиграфического разрыва между ними. Однако исследования последних лет выявили сложную картину их взаимоотношений: филлиты повсеместно тектонически контактируют с другими породами фундамента Дзирульского выступа. Была уточнена и стратиграфия филлитов; в которых по палиноморфам удалось выделить также породы верхнего силура—всего девона.

В Севанской офиолитовой зоне, где древнейшие комплексы встречаются лишь в аллохтонном залегании, К—Аг-методом датированы базиты и гипербазиты, для которых получены как раннепалеозойско-докембрийские (583 ± 30 млн. лет) [18], так и среднепалеозойские (322 ± 2 млн. лет) [14] и мезозойские (225 ± 146 млн. лет) [6] значения возраста.

В этой же зоне локально развиты метаморфические породы, альбский возраст которых установлен палеонтологически. К мезозою относятся также глаукофановые и другие метаморфические сланцы, заключенные в олистостромах и тектоническом меланже аллохтонных пластин бассейна реки Веди, шарьирование которых, как полагают, происходило из Севанской офиолитовой зоны [25].

Наиболее древними породами, трансгрессивно перекрывающими Мисханский выступ фундамента, являются отложения среднего мезозоя. К—Аг-датировки по метаморфическим образованиям этого выступа давали в основном мезозойские значения, что не соответствовало их истинному возрасту. Полученные недавно данные измерения абсолютного возраста (А.Т. Аспляян, Г.П. Багдасарян и др.) указывают на позднекембрийский возраст метаморфитов. Что же касается Зангезурского выхода метаморфических пород, то их возраст точно не выяснен из-за сложных тектонических взаимоотношений с вмещающими породами — они по разломам контактируют с известняками девона, либо с породами мезозоя.

Гранит-метаморфитовый фундамент Приараксинской зоны относится к позднему докембрию по аналогии с древнейшими комплексами Ирана, где они трансгрессивно перекрыты отложениями кембрия—инфракембрия.

Таким образом, в состав гранит-метаморфитового фундамента Кавказа входят породы как позднего докембрия, так и всего палеозоя, а места (Мисхано-Зангезурская зона) и мезозоя (?).

Строение древнейших комплексов стало объектом специальных исследований лишь за последние годы, после удовлетворительной разработки стратиграфии этих комплексов. В результате появились работы, подробно рассматривающие их внутреннюю структуру.

В настоящее время структура древнейших комплексов исследуется довольно интенсивно. Установлена чрезвычайная сложность их строения и тектонической эволюции. В них, как правило, развиты сильно сжатые, часто опрокинутые до лежачих, а также перевернутые линейные складки, осложненные как крутыми, так и пологими разломами. Во многих зонах наблюдается шарьязное строение фундамента. Все зоны Большого Кавказа характеризуются общекавказским простираем крупных тектонических структур, их совпадением со структурным планом герцинского и альпийского комплексов.

В фундаменте Бечасынской зоны в настоящее время выделено несколько складок субширотного — общекавказского простираения [9]. Согласно одним исследователям, это явно доальпийские относительно пологие ан-

тиклинали и синклинали [32]. Но по мнению других, простота структур лишь кажущаяся — в фундаменте Бечасынской зоны широко развиты надвиги, шарьяжи, а пологая складчатость является более поздней, наложенной после шарьирования пластин.

Покровное строение чегемской серии Бечасынской зоны в частности установили Ю.Я. Потапенко и В.А. Снежко [22] в междуречье Баксан—Гижгит. Характерно, что в зоне надвига развиты метаморфические породы с роговой обманкой из группы глаукофана, т.е. метаморфиты высоких давлений [9].

В зоне Передового хребта древнейшие комплексы — офиолиты, метаофиолиты, кристаллические сланцы и бластомилониты — находятся, как правило, в аллохтонном залегании, тектонически перекрывая разные горизонты девона—нижнего карбона, совместно с которыми они слагают постнадвиговые синформные и антиформные субширотные складки, трансгрессивно перекрытые молассами верхнего визе—намюра—среднего карбона. Аллохтонные пластины имеют сложное внутреннее строение: наблюдается целый ряд чешуй, находящихся как в опрокинутом, так и в нормальном залегании и осложненных складчатостью различного порядка [9, 29, 32]. Шарьирование, по мнению этих исследователей, происходило с юга, однако о местоположении корневой зоны нет единого мнения — выжимались они из Пшекиш-Тырныаузской разломной зоны [9, 29] или из зоны Главного надвига Южного склона Большого Кавказа [1].

Нижний древнейший комплекс зоны Передового хребта (балканская и армовская свиты) в бассейне р. Большая Лаба слагает относительно простую антиформную складку. Согласно Г.И. Баранову и др. [9], внутри армовской свиты отмечается целый ряд пологих срывов с зонами милонитизации и бластомилонитизации, к которым часто приурочены серпентиниты. Пологий тектонический контакт отмечается и на границе балканской и армовской свит, где в контактной зоне, кроме серпентинитов, локально развиты эклогиты, указывающие на резкое повышение давления в зоне надвига [9]. По пологому тектоническому нарушению армовская свита, по-видимому тектонически, контактирует и с вышележащей среднепалеозойской толщей, которая также характеризуется покровным строением. Таким образом, для зоны Передового хребта ведущими являются ее шарьяжное строение, сложная деформированность аллохтонных пластин, происшедшая после турне, но до позднего визе (средний карбон), и наложение на аллохтонные сложно деформированные пластины более простых пликативных и дизъюнктивных структур позднегерцинского, частично альпийского возраста.

В зоне Главного хребта, где древнейшие комплексы слагают кристаллическое ядро альпийского антиклинория Большого Кавказа, наблюдается единый структурный план герцинских и альпийских структур. Здесь развиты протяженные общекавказского простирания линейные складки. Ряд исследователей для центральной части кристаллического ядра рисуют крутые, но широкие антиформы и такие же крутые, но узкие синформы либо веерообразную антиформу (М.Л. Сомин [см. 32]). В юго-западной части кристаллического ядра, согласно М.Л. Сомину [26], развиты довольно широкие синформы с пологим дном, но усложняющиеся в юж-

ном направлении. Однако в последнее время выявлено наличие в пределах кристаллического ядра разломов типа пологих надвигов и поддвигов, развитых, в частности, на границе метафиолитов лабинской и буульгенской серий с кристаллическими сланцами, мигматитами и гнейсами макерской серии. В зонах тектонического контакта породы интенсивно милонитизированы. Разломная зона сильно деформирована последующими, по-видимому альпийскими, складчатыми движениями.

По мнению Г.И. Баранова, центральная часть кристаллического ядра, сложенная преимущественно макерской серией, также обладает шарьяжным строением. В бассейне р. Кти-Теберды он выделяет ряд аллохтонных пластин, деформированных в пологие антиформы после образования шарьяжей [9].

Очень сложна структура отдельных тектонических пластин. Так, в западной части кристаллического ядра в аркасарской свите макерской серии Ю.П. Видяпин и М.Л. Сомин [13] установили изоклиналильные, часто лежащие складки. Субизоклиналильная южновергентная складчатость вообще характерна для всей юго-западной периферии кристаллического ядра, где на границах свит разного состава обычны субогласные с напластованием тектонические срывы, выраженные милонитизацией и бластомилонитизацией. В контактных зонах часто встречаются серпентиниты.

Формирование покровной структуры в кристаллическом ядре Большого Кавказа, так же как и на Передовом хребте, приурочивается к узкому интервалу времени — между турне и поздним визе, совпадая с проявлением судетской фазы складчатости герцинского цикла тектогенеза. О проявлениях более древних циклов тектогенеза — каледонского либо байкальского — нет фактических данных. Что же касается альпийской складчатости, то она сильно повлияла на герцинские структуры. На то, что древнейшие комплексы зоны Главного хребта в Северной Осетии участвовали в альпийской складчатости, указывал еще в 1951 г. Г.Д. Ажгирей. Об интенсивной складчатости кристаллических сланцев совместно с нижнеюрскими отложениями Главного хребта писал также Е.А. Долгинов [17]. Такая же картина наблюдается на Дарьяльском массиве и в верховьях р. Ингури, а также в районе горы Ушба.

О тектонике древнейших комплексов в зоне Южного склона данных очень мало. Те небольшие фрагменты пород фундамента, которые в последние годы были обнаружены в Центральной Абхазии, деформированы совместно с нижнеюрскими отложениями и слагают ядра крутых субизоклиналильных, антиклиналильных складок общекавказкого простириания.

В зоне Закавказского срединного массива удовлетворительно расшифрована внутренняя структура древнейших комплексов Дзирульского, Храмского и Локского выступов фундамента. Их структурный план близок альпийскому. И в этой зоне древнейшие комплексы смяты в складки вместе с альпийским чехлом. Простириание структур фундамента обычно близко к субширотному, однако в ряде случаев отмечаются юго-западные—северо-восточные простириания и косое их расположение по отношению к структурам Большого Кавказа.

В западной части Дзирульского выступа в полосе развития палеозойских отложений (филлиты, филлониты) установлено чешуйчатое строение фундамента [32]. Филлиты и филлониты повсеместно по разломам

контактируют с гранитоидами, которые интенсивно милонитизированы—катаклазирваны. В разломных зонах размещены линзы серпентинитов, встречающихся и внутри филлитов и филлонитов, а также в гранитоидах, предоставляющие возможность для выделения отдельных тектонических чешуй. Формирование чешуйчатой структуры Дзирульского выступа происходило, вероятно, после карбона, но до ранней юры. Последние несогласно—трансгрессивно перекрывают фундамент, а наиболее молодые отложения, участвующие в чешуях, условно датированы средним карбоном.

Сложная дислоцированность наблюдается в мигматитах, кристаллических сланцах и амфиболитах Храмского и Локского выступов [30, 31]. В метаморфических породах Локского выступа, наряду с интенсивной складчатостью, отмечается также наличие пологих внутриформационных срывов.

В Севанской офиолитовой зоне, как уже отмечалось, древнейшие комплексы встречаются лишь во вторичном залегании и о доальпийской структуре фундамента нет данных.

В Мисхано-Зангезурской зоне древнейшие комплексы также интенсивно смяты в складки. Однако в отличие от более северных зон простирания структуры фундамента этой зоны сильно отклонены от общекавказских — в них господствуют простирания, близкие к меридиональному. Согласно В.А. Агамаяну [см. 32], метаморфические комплексы Апаранского выступа фундамента смяты интенсивно и слагают крутые складки, в которых наблюдается преимущественно восточная вергентность. По данным А.А. Белова и С.Д. Соколова [12], тектоника этого выступа более сложна — установлено покровное строение древнейших комплексов с надвижением по сложно деформированным впоследствии поверхностям пород фундамента арзаканской и дзораглухской свит на офиолитовую ассоциацию апаранской (агверанской) серии. Последняя, вероятно, также представляет собой аллохтонную пластину (или пластины), сложенную породами мезозойского (?) возраста [12].

Формирование покровной структуры Апаранского выступа произошло в конце мезозоя, по-видимому в середине сенона, так же как и в других районах Малого Кавказа [18, 20, 25 и др.]. Шарьированию подверглись интенсивно деформированные метаморфические комплексы, претерпевшие складчатость и метаморфизм в доальпийское время.

Итак, "гранитный", или "гранит-метаморфический", слой Кавказа построен сложно. Состоит он из пород разного состава, преимущественно "гранитоидной" группы, однако участвуют также породы базальтового и более основного — ультрабазитового состава. Внутренняя структура слоя также очень сложна, что должно обусловить наличие существенной вертикальной и латеральной неоднородности слоя и существование множества различно наклоненных отражающих и преломляющих сейсмических границ.

"Базальтовый" слой мощностью от 10 до 35 км, согласно геофизическим данным, выделяется в низах консолидированной коры во всем Кавказе и на акваториях Черного, Азовского и Каспийского морей. При этом его максимальная мощность 30—35 км отмечается под зоной Главного хребта Большого Кавказа и под Севанской и Мисхано-Зангезурс-

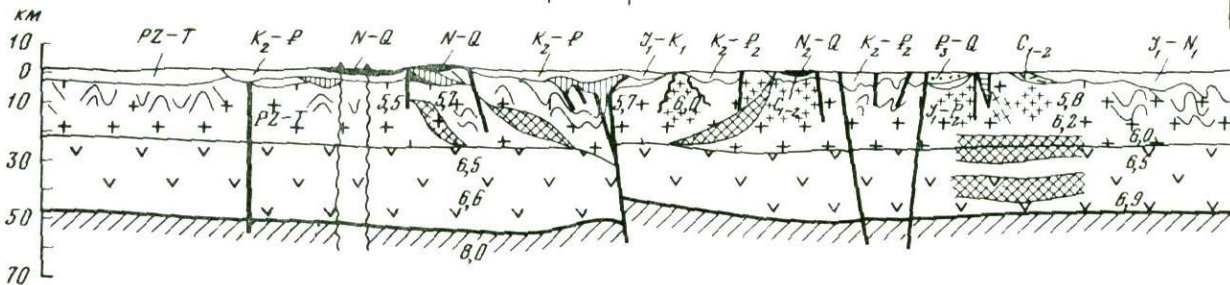
ой зонами Малого Кавказа (рис. 3). Межгорные и предгорные впадины и акватории морей характеризуются утоненным "базальтовым" слоем — 0—20 км.

Для непосредственных наблюдений "базальтовый" слой в пределах Кавказа, как известно, недоступен, за исключением разве только офиолитовых и метаофиолитовых комплексов доальпийского возраста, обнаженных на поверхности в ряде тектонических зон и рассматриваемых [11, 18, 19, 25, 28 и др.] в качестве аналогов "базальтовой" коры океанических бассейнов геологического прошлого. В современной структуре они расположены в виде аллохтонных пластин в Бечасынской зоне и зонах Передового и Главного хребтов Большого Кавказа (палеозойские офиолиты и метаофиолиты), а также в Малокавказской шовной зоне в виде аллохтонных пластин и олистостромового материала палеозойских и мезозойских офиолитов. Во всех этих случаях они характеризуются исключительно

Иранская квази-платформа

Севан-
ская
зона

Закавказский срединный
массив



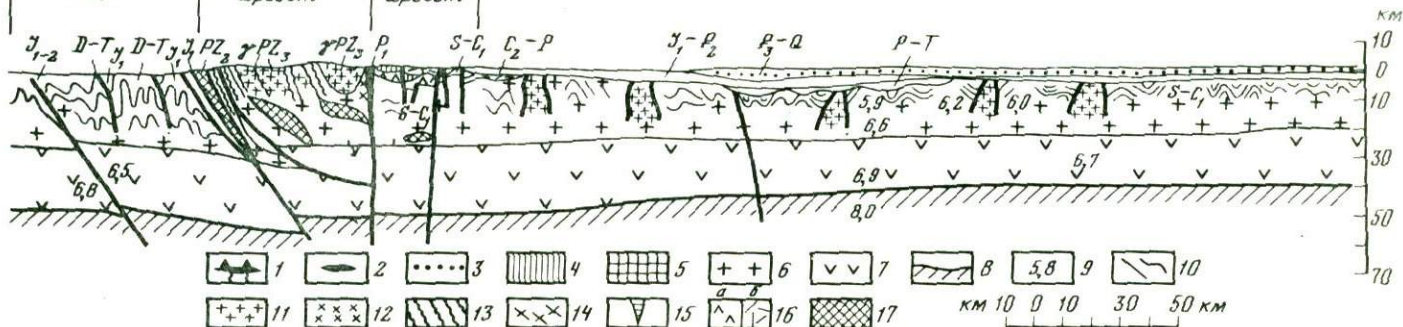
Большой Кавказ

Южный
склон

Главный
хребет

Передовой
хребет

Скифская (Предкавказская) платформа



сложной внутренней структурой, приобретенной вследствие их интенсивной тектонической переработки. Что же касается особенностей внутреннего строения геофизического "базальтового" слоя Кавказа, то, несмотря на скудность материала, имеющегося по этому слою, удается установить его латеральную неоднородность. В частности, в Рионской и Куринской впадинах в "базальтовом" слое на глубинах 10–45 км ряд исследователей выделяют "высокоскоростные включения" ($v_p = 7-8$ км/с), достигающие по мощности 7–15 км [10, 16 и др.].

Следовательно, для всей консолидированной части земной коры Кавказа характерны сложная внутренняя структура с интенсивным развитием складчатых и разрывных деформаций, гетерогенность состава – присутствие в "гранитном" слое "включений" пород базальтоидного состава и наличие в "базальтовом" слое "включений" мантийных пород. Все это обуславливает значительную неоднородность как "гранитного", так и "базальтового" слоев и наличие внутри них множества локальных границ (рис. 4).

На наличие наклонных крупных разрывных нарушений – линеаментов, пронзающих всю земную кору Кавказского региона и проникающих в верхнюю мантию, указывают данные, полученные по поверхностным сейсмическим волнам [23]. Это – разлом, трассирующийся офиолитовой шовной зоной Малого Кавказа, разлом по Южному склону Большого Кавказа и другие, наклоненные в северных румбах под разными углами.

Особенности строения верхней мантии. Верхняя мантия Кавказского региона характеризуется "нормальными" сейсмическими скоростями ($v_p = 7,9-8,2$ км/с). Однако ряд исследователей отмечают некоторую латеральную неоднородность верхней мантии этого региона, что выражено существованием относительно низкоскоростной области под центральной частью Кавказа, примерно совпадающей с транскавказским поперечным поднятием. Кроме того, относительно низкоскоростной участок мантии отмечается вдоль кавказского побережья Центрального Каспия.

Представления об особенностях строения более глубинных частей верхней мантии основаны на материалах ГМТЗ [15]. По ним устанавливается развитие слоя высокой электропроводности, расположенного на Кавказе на глубинах от 50 до 350 км. Повышенная электропроводность этого слоя объясняется частичным его плавлением, и, следовательно, он отождествляется с астеносферным слоем. В южной части Кавказа, расположенной к югу от Малокавказского офиолитового шовного пояса, "астеносфера" залегает на глубинах 100–180 км. В северном направлении она погружается и расположена под Закавказской межгорной впа-

Рис. 4. Глубинный геологический профиль Кавказа

1 – неоген-четвертичные вулканы; 2 – неоген-четвертичные лавовые потоки; 3 – олигоцен-четвертичная моласса; 4 – офиолиты; 5 – метаофиолиты; 6 – "гранитный" слой; 7 – "базальтовый" слой; 8 – верхняя мантия; 9 – сейсмическая скорость, км/с; 10 – разломы и надвиги; 11 – граниты и гнейсы; 12 – плагиограниты и гнейсы; 13 – кристаллические сланцы и мигматиты; 14 – мигматиты и гнейсы; 15 – серпентиниты; 16 – риолиты (а), базальты-риолиты (б); 17 – высокоскоростные включения

диной на глубинах до 300 км. В области Большого Кавказа "астеносфера" вновь отмечается на значительно меньших глубинах — около 50 км с постепенным погружением в северном направлении до 150 км.

Астеносферный слой под Кавказом на глубинах 180–370 км выделяется также по материалам поверхностных сейсмических волн, что вкупе с материалами ГМТЗ, очевидно, указывает на наличие разрывов в литосфере Кавказа и погружение разорванных литосферных плит в северном направлении: под Малым Кавказом—Закавказьем и под Большим Кавказом—Предкавказьем [23].

Связь строения земной коры Кавказа с современными структурами. Главной тектонической особенностью Кавказа, как уже было отмечено выше, является гетерогенность строения его территории — наличие ряда субширотных протяженных структурно формационных зон, резко отличающихся друг от друга стилем и степенью тектонических деформаций, составом и мощностями слагающих пород, а также историей геологического развития.

Для Кавказа характерны также субширотное простирание всех его основных тектонических зон и субширотный план главных структурных форм всех его зон, сформированных как в альпийском, так и в доальпийском циклах тектогенеза. Однако четко обозначены и субмеридиональные (транскавказские) структуры, что выражено в первую очередь в существовании впадин Черного и Каспийского морей и разделяющего эти впадины поднятия Кавказской горной области. Наиболее приподнятой, как известно, является центральная часть Кавказа по линии Арагац—Джавахетское нагорье—Дзирульский выступ—Центральный Кавкасион—Ставропольский свод: область молодого (неоген-четвертичного) вулканизма и повышенной сейсмической активности.

Анализ данных по глубинному строению земной коры Кавказа указывает, что линии равных мощностей осадочного, "гранитного" и "базальтового" слоев, а следовательно, и всей коры в целом повторяют простирания основных тектонических структур. С участками позднеальпийского сжатия, складчатости, метаморфизма и "андезитового" магматизма совпадают области максимальной мощности консолидированной коры, а с участками позднеальпийского погружения (и растяжения) — области ее утонения. Следовательно, в альпийском тектогенезе принимали участие все слои земной коры, а также подкоровый слой.

Тесная связь современной структуры Кавказа с его глубинным строением проявляется и в особенностях распределения гравитационных и магнитных полей в пространстве. В частности, это выражается в основном субширотной ориентацией аномалий силы тяжести (рис. 5) и региональных магнитных аномалий (рис. 6), согласующейся с общим тектоническим планом региона. Находит свое четкое выражение и транскавказское поперечное поднятие как в гравитационном, так и магнитном полях. То же самое можно отметить и для теплового поля, величина которого четко коррелируется с современной тектонической зональностью Кавказа: наиболее высокий поток отмечается в зонах позднеальпийской складчатости и горообразования, а также позднеальпийского вулканизма. Минимальные значения теплового потока совпадают с зонами позднеальпийского погружения и интенсивного осадконакопления; тектонически от-

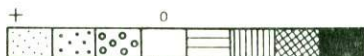


Рис. 5. Схема аномалий силы тяжести. Аномалии даны в порядке изменения интенсивности



Рис. 6. Схема региональных магнитных аномалий ΔT_a на высоте 10 км, по И.В. Слезаревой

1–2 – аномалии: 1 – положительные, 2 – отрицательные

носителем простые участки характеризуются нормальными и однородными значениями теплового потока.

Крупные разломы, расчленяющие литосферу Кавказа на отдельные плиты, установленные по данным ГМТЗ [15] и поверхностных сейсмических волн [23], хорошо коррелируются с разломами, выделенными на основе геолого-геохимических данных. Они представляют собой глубинные долгоживущие разрывные нарушения, отделяющие друг от друга главнейшие тектонические единицы Кавказа и сопредельных стран. В частности, Малокавказский офиолитовый пояс является четко выраженной линией раздела областей, обладавших резко различным строением и историей развития на протяжении палеозоя и мезозоя. Такой же важной линией раздела являются линеаменты Южного склона Большого Кавказа.

Материалы геохимических исследований также указывают на существенную роль Малокавказского и Большекавказского линеаментов, представляющих собой важнейшие структуры, которые определяли характер ряда таких эндогенных процессов, как магматизм, метаморфизм, эндогенный рудогенез и др. Подобные, однако менее протяженные структуры отмечаются в центральной Аджаро-Триалетии, у ее северного и южного краев.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш.А., Абесадзе М.Б., Кекелия М.А. и др. Метаморфизованные офиолиты, островодужные комплексы и бластомилониты Главного Кавказского хребта. — Докл. АН СССР, 1978, т. 214, № 5, с. 1139—1142.
2. Адамия Ш.А., Балавадзе Б.К., Гамкрелидзе И.П. и др. Геолого-геофизические особенности строения коры и верхней мантии Черноморско-Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса. — В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977, с. 70—84.
3. Адамия Ш.А., Балавадзе Б.К., Иоселиани М.С., Шенгелая Г.Ш. Результаты комплексной геолого-геофизической интерпретации Кавказского региона. — В кн.: Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. Киев: Наук. думка, 1980, с. 69—72.
4. Афанасьев Г.Д., Бенеш К., Бойко А.К. и др. Предварительные результаты научного сотрудничества Чехословакии и СССР по проблеме корреляции докембрийских формаций и этапов развития подвижных поясов на их сочленении с платформами. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 112, с. 3—15.
5. Аянов В.М., Бессонов О.А., Лебедев Г.И. Некоторые петрогенетические выводы в связи с новыми определениями абсолютного возраста пород Даховского кристаллического массива на северо-западном Кавказе. — В кн.: Тез. докл. 4-й конф. по геологии и полез. ископаемым Северного Кавказа (19—23 ноября). Ессентуки, 1974, с. 80—81.
6. Багдасарян Г.П., Чибухчян З.О. Основные петро-геохронологические особенности домеловых ультраосновных, основных и плагиогранитных интрузивов Шахкуняцкого антиклинория. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1967, № 1, с. 51—65.
7. Балавадзе Б.К., Твалтвадзе Г.К., Шенгелая Г.Ш. и др. Географические исследования земной коры в верхней мантии в области Кавказа. — Геотектоника, 1966, № 3, с. 30—40.
8. Балавадзе Б.К., Шенгелая Г.Ш. Некоторые особенности строения земной коры на Кавказе: Проблемы физики Земли. — Геофиз. сб., 1966, вып. 15, с. 70—76.
9. Баранов Г.И., Кропачев С.М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития. — В кн.: Геология Большого Кавказа. М.: Наука, 1976, с. 46—154.
10. Баранова Е.П., Краснощевцева Г.В., Павленкова Н.И., Раджабов М.М. Альпийская геосинклиналь Кавказа. — В кн.: Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М., 1980, с. 110—116.
11. Белов А.А., Омельченко В.Л. Офиолиты в структуре марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника. 1976, № 2, с. 44—56.
12. Белов А.А., Соколов С.Д. Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении. — Сов. геология, 1973, № 8, с. 26—41.
13. Видяпин Ю.П., Сомин М.Л. О дислокациях кристаллических сланцев северного склона Большого Кавказа на примере района р. Б. Дукки. — Сообщ. АН ГССР, 1975, т. 79, с. 381—383.
14. Гасанов Т.А. О возрасте офиолитов и самостоятельности габбро-диабазового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. — Геотектоника, 1979, № 5, с. 86—97.

15. *Гугунава Г.Е.* Взаимосвязь некоторых геофизических полей и глубинного строения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1981. 180 с.
16. *Диасамидзе Ш.П., Иселиани М.С., Раджабов М.М.* Сейсмическая модель земной коры в Колхидской низменности. – Сообщ. АН ГССР, 1980, т. 97, № 1, с. 77–80.
17. *Долгинов Е.А.* К вопросу о структурном плане Большого Кавказа. – Вестн. МГУ. Сер. биол., почвовед., геол., геогр., 1959, № 3, с. 109–117.
18. *Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.
19. *Латавин А.И.* Тафрогенный комплекс молодой платформы Юга СССР. М.: Наука, 1978. 146 с.
20. *Ломизе М.Г., Панов Д.И.* Пересечение Северной офиолитовой зоны (Малый Кавказ). – Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2, с. 420–423.
21. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. – Геотектоника, 1969, № 4, с. 5–23.
22. *Потапенко Ю.Я., Снежко В.А.* Тектонический покров в метаморфическом комплексе северного Приэльбрусья. – Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 2, с. 450–452.
23. *Сихарулидзе Д.И.* Строение Земли по поверхностным волнам. Тбилиси: Мецниереба, 1978. 247 с.
24. *Собогович Э.В., Вадзелашвили Н.С.* Радиологическая характеристика гранитоидов Локского поднятия (Южная Грузия). – В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М.: Наука, 1978, с. 57–82.
25. *Соколов С.Д.* Олигостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1975. 94 с.
26. *Сомин М.Л.* Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971. 246 с.
27. *Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А.* Геохронологическое расчленение магматических комплексов Северного Кавказа и связь с ними полиметаллического оруденения. – В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М.: Наука, 1978, с. 12–20.
28. *Хаин В.Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: Опыт геодинамической интерпретации. – Геотектоника, 1975, № 1, с. 13–27.
29. *Хаин В.Е.* Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. – Геотектоника, 1979, № 4, с. 63–80.
30. *Хуцишвили О.Д.* Тектоника и история формирования Храмского кристаллического выступа. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 110 с. (Тр. ГИН АН СССР. Н.С.; Вып. 56).
31. *Хуцишвили О.Д.* Тектоника и история формирования Локского кристаллического выступа. Тбилиси: Мецниереба, 1978. 64 с. (Тр. ГИН АН СССР. Н.С.; Вып. 60).
32. *Adamia Sh., Agamalyan V., Belov A. et al.* Prevariscan and Variscan complexes of the Caucasus and Precaucasus (Northern part of the Geotraverse G). Newsletters, 1980, N 2, p. 10–40.
33. *Rubinstein M.M.* Regional und lokal Verjüngung der Argon-Alters am Beispiel des Kaukasus. – Eclogae geol. Helv., 1970, vol. 63/1, p. 281–289.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>М.М. Раджабов, И.Б. Осипова, К.Х. Арменакян, М.С. Иоселиани, Ш.П. Диасамидзе, В.В. Щербаков, Э.Я. Куценко, З.С. Воцалевский.</i> Волновые поля и глубинное строение Кавказа по сейсмическим данным	5
Г.А. Ахмедов , <i>В.И. Куликов, К.М. Керимов.</i> Геофизические поля и глубинное строение Юго-Восточного Кавказа	33
<i>Ш.С. Оганисян.</i> Строение земной коры Армении	43
<i>М.М. Семендуев.</i> Региональные элементы гравитационного поля Северного Кавказа и их возможная геологическая природа (качественная модель земной коры)	64
<i>Г.Е. Гугунава.</i> К вопросу взаимосвязи некоторых геофизических полей и глубинного строения Кавказа	70
<i>Д.С. Григорян, А.Д. Шахназарян.</i> Некоторые результаты магнитотеллурических исследований в Армении	81
<i>А.Г. Бабаджанян, С.М. Оганесян.</i> Гравитационная модель земной коры центральной части территории Армении	89
<i>Т.Л. Челидзе.</i> Термодинамические условия и петрофизические модели участков земной коры Грузии	97
Л.В. Векуа , <i>Г.М. Майсурадзе, Дж.З. Сологашвили, Е.Ш. Павленишвили, В.К. Какулия.</i> Палеомагнитная корреляция и стратиграфия плиоцен-плейстоценовых образований Грузии	105
<i>Дж.О. Минасян, А.К. Караханян, Т.А. Сирунян.</i> Палеомагнитно-стратиграфический разрез и геомагнитное поле мезозоя—кайнозоя Армении	117
<i>Т.А. Исмаил-Заде, М.И. Исаева, К.Д. Гасанова, Г.П. Воробьева.</i> Исследование проблем палеотектоники Кавказа методами палеомагнетизма	121
<i>М.А. Алексидзе, Г.И. Буачидзе, Г.Е. Гугунава, Д.К. Кирия, Т.Л. Челидзе.</i> Трехмерная стационарная геотермическая модель Кавказа	123
<i>Г.И. Буачидзе.</i> Взаимосвязь теплового поля с глубинным строением Кавказа	133
<i>Ш.А. Адамия.</i> Особенности строения земной коры и верхней мантии Кавказа и его связь с современными структурами	151

УДК 550.834 (479)

Раджабов М.М., Осипова И.Б., Арменакян К.Х., Иоселиани М.С., Диасамидзе Ш.П., Щербаков В.В., Куценко Э.Я., Водалевский З.С. **Волновые поля и глубинное строение Кавказа по сейсмическим данным.** – В кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985.

Приведены особенности наблюдаемых волновых полей и глубинного строения для отдельных регионов Кавказа по сейсмическим данным. Изложение этих вопросов по содержанию несколько различно, что во многом отражает не столько точку зрения авторов, сколько достигнутый уровень сейсмической изученности региона. Мы не старались как-нибудь сглаживать эти различия, а, наоборот, считали нужным их подчеркивать с тем, чтобы получить более ясное представление о степени изученности волновых полей и на их основе – глубинного строения земной коры и верхней мантии Кавказа.

Табл. 6, ил. 8, библиогр. 17 назв.

УДК 550.83.015+551.24

Ахмедов Г.А., Куликов В.И., Керимов К.М. **Геофизические поля и глубинное строение Юго-Восточного Кавказа.** – В кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985.

Представлены результаты комплексной интерпретации материалов геофизических исследований, накопленных за многие годы. Широко привлечены новейшие материалы глубокого и сверхглубокого бурения. На основе их комплексной интерпретации получены данные, которые указывают на необходимость пересмотра существующих представлений об особенностях развития альпийского геосинклинального пояса Кавказа.

Ил. 3, библиогр. 15 назв.

УДК 550.31 (479.25)

Оганисян Ш.С. **Строение земной коры Армении.** – В кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985.

На основе совместного анализа гравитационных полей в разных редукциях и других геофизических материалов составлены схематические карты рельефа поверхности Мохоровичича и изомощностей консолидированной коры. Выявлены основные черты глубинного строения территории республики. Земная кора региона дифференцирована на отдельные крупные блоки, которые в свою очередь тектоническими нарушениями разделены на более мелкие. Создается своеобразная мозаика блоков, чередующихся относительно поднятых и опущенных участков.

Ил. 5, библиогр. 27 назв.

УДК 550.312 (470.6)

Семендуев М.М. **Региональные элементы гравитационного поля Северного Кавказа и их возможная геологическая природа (качественная модель земной коры).** – В кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985.

Выполнено районирование гравитационного поля Северного Кавказа и прилегающих акваторий (в редукции Буге). Выявлено 12 региональных элементов I порядка и 21 – II порядка. С учетом априорной геолого-геофизической информации и существующих тектонических представлений сделаны выводы о геологической природе региональных гравитационных аномалий. Полученные результаты дополняют имеющиеся представления о региональной тектонике и структуре земной коры Северного Кавказа.

Ил. 1, библиогр. 15 назв.

УДК 550.83.015+551.1 (479)

Гугунава Г.Е. К вопросу взаимосвязи некоторых геофизических полей и глубинного строения Кавказа. — В кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985.

На основе трехмерных геотермических расчетов, данных ГМТЗ и публикаций ряда авторов по сейсмологии предложена гипотетическая модель возникновения "площадок" границ Мохоровичича, расположенных одна над другой. Показана возможность выклинивания "гранитного" слоя в акваториях Черного и Каспийского морей. Построена карта коровой электропроводности Кавказа. Представлены геотермическая и геоэлектрическая модели Кавказа.

Ил. 6, библиогр. 39 назв.

УДК 550.375 (479.25)

Григорян Д.С., Шахназарян А.Д. Некоторые результаты магнитотеллурических исследований в Армении. — В кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985.

Приведены результаты магнитовариационного профилирования и глубинного магнитотеллурического зондирования, выполненных по двум сквозным региональным профилям, пересекающим территорию Армянской республики с севера на юг и с северо-запада на юго-восток. Магнитовариационные наблюдения проведены в 13 точках, магнитотеллурическое зондирование — в 7 точках. Выявлены две магнитовариационные аномалии и выделены слои с аномально повышенной электропроводностью как в кристаллической части земной коры, так и в верхней мантии.

Табл. 2, ил. 7, библиогр. 7 назв.

УДК 550.312 (479.25)

Бабаджаниян А.Г., Оганесян С.М. Гравитационная модель земной коры центральной части территории Армении. — В кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985.

На основе количественной интерпретации гравиметрических данных построены плотностные модели верхней части земной коры вдоль сейсмологических профилей Маркара-Пойлы и Кабахлу-Джанахмед. Определены положения границы между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом. В пределах центральной части территории Армении на различных уровнях земной коры выделены блоки и разграничивающие их разломы.

Ил. 4, библиогр. 19 назв.

УДК 552:53/551.14/16 (479.22)

Челидзе Т.Л. Термодинамические условия и петрофизические модели участков земной коры Грузии. — В кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985.

На основе данных ГСЗ, петрофизических данных, полученных при высоких температурах и давлениях, и геотерм Чепмена-Поллака построены петроскоростные модели трех участков с "холодной", "горячей" и нормальной корой с учетом возможности частичного плавления. Обсуждена природа волноводов, получаемых методом ГСЗ на Кавказе.

Ил. 3, библиогр. 23 назв.

УДК 550.838.5 (479.22)

Векуа Л.В., Майсурадзе Г.М., Сологашвили Дж.З., Павленишвили Е.Ш., Какулия В.К. Палеомагнитная корреляция и стратиграфия плиоцен-плейстоценовых образований Грузии. — В кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985.

Возраст исследованных палеомагнитным методом горных пород вулканических областей Грузии охватывает $\sim 2,7 \cdot 10^6$ лет. Изучено более 800 образцов

в лабораторных условиях в целях восстановления первичных магнитных параметров. Составлена магнитохроностратиграфическая шкала. Палеомагнитный анализ верхнекайнозойских вулканитов Грузии дал возможность выделить рубежи, которые могут быть рассмотрены как возможные варианты неоген-четвертичной границы. Первый (нижний) совпадает с границей инверсии палеомагнитных эпох Гаусс–Матуяма (2,43 млн. лет), которая четко отбивается в виде зоны переходной (*NR*) геомагнитной полярности (средний ачкагыл); второй – с концом палеомагнитного эпизода Олдувей (1,6 млн. лет), где улавливается также переходная зона (ранний апшерон); третий – с границей палеомагнитных эпох Матуяма–Брюнес (0,69 млн. лет), на рубеже которых зафиксирована зона переходной полярности; последний (верхний) – с границей между неогеном и четвертичной системой, утвержденной МСК в 1964 г.

Ил. 5, библиогр. 29 назв.

УДК 550.38 (479.25)

Минасян Дж.О., Караханян А.К., Сирунян Т.А. Палеомагнитно-стратиграфический разрез и геомагнитное поле мезозоя–кайнозоя Армении. – В кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985.

Изучено около 2000 образцов из вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, представляющих возрастную интервал от юры до четвертичного времени. Комплексом лабораторных исследований выделена стабильная намагниченность и доказана ее синхронность времени образования этих пород. Выделены 29*N*и 22*R* палеомагнитных зон. Впервые для Армении составлена палеомагнитная шкала мезозоя–кайнозоя.

Табл. 1, ил. 1, библиогр. 12 назв.

УДК 550.384 (479.24)

Исмаил-Заде Т.А., Исаева М.И., Гасанова К.Д., Воробьева Г.П. Исследование проблем палеотектоники Кавказа методами палеомагнетизма. – В кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены проблемы изучения палеотектоники Малого Кавказа палеомагнитными методами на базе исследования 1000 штурфов из четырех разрезов – Дашкесанского и Мартунинского синклиналиев, Карабахского и Лачинского антиклинориев. Применены методы определения первичной намагниченности: метод пересечения кругов перематчивания, метод галек и метод обращения. Установлено, что: 1) Малокавказская плита в средне-позднеюрское время находилась на 14–18° южнее своего современного положения; 2) в раннемеловое время продолжается перемещение плиты к северу; 3) изученные районы представлены отдельными глыбами, способными поворачиваться друг относительно друга.

Табл. 1, библиогр. 4 назв.

УДК 550.836.2/3 (479)

Алексидзе М.А., Буачидзе Г.И., Гугунава Г.Е., Кирия Д.К., Челидзе Т.Л. Трехмерная стационарная геотермическая модель Кавказа. – В кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985.

Предложен метод расчета стационарной трехмерной геотермической модели Кавказа на основе геофизических и геологических данных о строении региона, о теплофизических характеристиках слагающих его пород и теплогенерации в предположении, что происходил разогрев региона потоком тепла от мантийного источника, поддерживающего $T = 1600^{\circ}\text{C}$ на реперной глубине 210 км. Полученное тепловое поле на поверхности согласуется с экспериментальными данными по тепловому потоку, за исключением областей молодого вулканизма. Предложена геолого-геофизическая интерпретация полученной модели.

Табл. 2, ил. 10, библиогр. 19 назв.

Б у а ч и д з е Г.И. Взаимосвязь теплового поля с глубинным строением Кавказа. — В кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985.

Совместное рассмотрение закономерностей теплового поля с распределением параметров других геофизических полей показывает тесную их взаимосвязь. Приведены наиболее достоверные данные различных авторов по рассчитанным значениям тепловых потоков территории Кавказа. Наибольшая энергетическая активность характерна для Транскавказской зоны, пересекающей диагонально все основные геоструктурные единицы. Рассмотрены закономерности распределения температур на поверхности фундамента. По геотермическим данным не подтверждается рифтовый генезис впадины Черного моря, большая часть которой отвечает герцинской складчатости. Предложенная модель позволяет рассчитать прогнозные температуры на различных уровнях вплоть до поверхности Мохоровичича. Для складчатых систем выявлены граничные зоны с аномально высокими горизонтальными градиентами температур, создающими благоприятные для линейментов термоупругие напряжения.

Табл. 3, ил. 7, библиогр. 24 назв.

А д а м и я Ш.А. Особенности строения земной коры и верхней мантии Кавказа и его связь с современными структурами. — В кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985.

Характерной чертой Кавказа является субширотное простираание его тектонических зон. Однако четко обозначены и субмеридиональные структуры. Линии равных мощностей всех слоев земной коры в целом повторяют простираания основных тектонических зон. С зонами позднеальпийского орогенеза совпадают максимальные мощности консолидированной коры, а с участками позднеальпийского растяжения — области ее утонения. Крупные разломы литосферы Кавказа, установленные по геофизическим и геолого-геохимическим данным, являются важнейшими структурами, которые определяют характер эндогенных процессов: магматизма, метаморфизма, рудообразования.

Ил. 6, библиогр. 33 назв.

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ
ПОЛЯ
И СТРОЕНИЕ
ЗЕМНОЙ КОРЫ
ЗАКАВКАЗЬЯ**

*Утверждено к печати Научным советом
по комплексным исследованиям земной коры
и верхней мантии АН СССР
и Институтом геофизики АН ГССР*

Редактор *Е.Г. Королькова*
Редактор издательства *А.В. Копп*
Художник *Л.А. Григорян*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Л.Н. Богданова*
Корректор *Г.В. Дубовицкая*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 28948

Подписано к печати 29.03.85. Т — 00847
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс—Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 11,0 + 0,5 вкл. Усл.кр.-отт. 11,7
Уч.-изд.л. 14,0. Тираж 600 экз. Тип. зак. 212
Цена 2 р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовится к печати книга

Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. — 20 л.

В сборнике приведены новые результаты исследований по геотермии Средней Азии и Казахстана, обсуждаются вопросы как фундаментального, так и прикладного характера: разработка геотермических моделей литосферы, тепловые поля в областях неотектонической активизации, связь геотермического режима с геодинамическими процессами, в том числе — в очаговых зонах землетрясений, методика геотермии и аппаратура, использование геотермических методов для разведки полезных ископаемых, применение глубинного тепла Земли в народно-хозяйственных целях.

Для геологов, геофизиков.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ "КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА:"

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

2 р. 10 к.

4336

