Р. М. Гаджиев

Глубинное геологическое строение Азербайджана

Р. М. ГАДЖИЕВ

ГЛУБИННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АЗЕРБАЙДЖАНА

5862

АЗЕРБАЙДЖАНСКОЕ
ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
Баку · 1965



АННОТАЦИЯ

В книге приводится геолого-геофизическая характеристика разреза земной коры Азербайджана и Южного Каспия. При описании глубинного геологического строения дается интерпретация региональных аномалий гравитационного и магнитного полей.

На основе новых данных пересмотрена история геотектонического развития азербайджанской части Кавказской геосинклинальной области.

Книга рассчитана на широкий круг инженеров, геологов и геофизиков, научных работников, студентов и аспирантов, интересующихся вопросами геологического истолкования геофизических полей и строением земной коры в геосинклинальных областях, в частности, в Азербайджане.

Редактор И. О. Цимельзон

Һачыјев Расим Мәммәдҝа оғлу

АЗӘРБАЈЧАНЫН ЈЕР ГАБЫҒЫНЫН ГУРУЛУШУ

Редактор издательства *Т. А. Рашевская.* Художник *В. Попов.*
Художественный редактор *М. Кулиев.* Технический редактор *С. Ахмедов.*
Корректоры *И. Внукова, С. Агейчева.*

Сдано в набор 5/IX-1964 г. Подписано к печати 8/III-1965 г. ФГ 01343. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Физ п. л. 12,5. Условн. п. л. 17,12. Учетн. изд. л. 16,7. Заказ № 453. Тираж 1.500. Цена 1 р. 03 к.

Азербайджанское государственное издательство, Баку, ул. Гуси Гаджиева, № 4.

Типография „Красный Восток" Государственного комитета Совета Министров Азербайджанской ССР по печати, Баку, ул. Ази Асланова, № 80

ОТ РЕДАКТОРА

В работе Р. М. Гаджиева описывается глубинное геологическое строение Азербайджана и Южного Каспия по данным геофизических исследований с учетом материалов бурения и геологической съемки. Наиболее подробно рассмотрена интерпретация региональных гравитационных аномалий. Анализируются некоторые вопросы истории геотектонического развития, а также связь сейсмичности территории Азербайджана с глубинным геологическим строением, которое освещается большим количеством профильных разрезов земной коры.

В работе некоторые выводы и поднятые вопросы носят дискуссионный характер. Прежде всего, это то мнение, что изменение глубины залегания поверхности базальтового слоя не вызывает заметного изменения уровня силы тяжести, а если такое явление и имеет место, то выделить его на фоне общего гравитационного поля невозможно.

Территория Азербайджана характеризуется крайней неравномерностью расположения профилей глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), которые сосредоточены в основном в Кура-Араксинской низменности. Трудность интерпретации гравитационных аномалий из-за отсутствия на ряде участков профилей ГСЗ усугубляется тем, что имеющиеся профили ГСЗ 1957—1958 гг. и 1962—1963 гг. обработаны не по единой методике (применялись различные способы вычисления средних скоростей), причем отсутствует увязка сухопутных и морских профилей. Поэтому профильные разрезы и схемы изоглубин поверхности мантии и кристаллического фундамента, хотя при их составлении Р. М. Гаджиев учел последние данные ГСЗ 1962 г. и частично 1963 г., не могут рассматриваться для ряда участков как однозначные итоги интерпретации данных гравиметрической съемки. По мере проведения ГСЗ структурные схемы должны быть уточнены на основании опорных сейсмических данных.

Работа Р. М. Гаджиева не совсем удачно построена: вопросы методики интерпретации не выделены в отдельный раздел; главы, посвященные анализу глубинного строения, написаны не по единому плану, что несколько нарушает последовательность изложения. Однако эти замечания не могут существенно повлиять на положительную оценку работы Р. М. Гаджиева, ознакомление с которой представляет большой интерес для широкого круга геологов и геофизиков.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Территория Азербайджанской ССР с прилегающими к ней морскими площадями Каспия является геологически и геофизически наиболее изученной частью Кавказской геосинклинальной области. Благодаря большому объему проведенных геофизических работ, здесь в значительной степени изучен глубинный геологический разрез, недоступный в настоящее время бурению. В связи с возникшей проблемой освоения больших глубин сверхглубоким бурением появилась необходимость обобщить накопленный геолого-геофизический материал по изучению глубинного геологического строения Азербайджана.

Как показывают данные геофизических исследований, строение фундамента осадочного чехла весьма сложно. Это обусловлено изменением глубины погружения его поверхности и петрографическим составом слагающих кристаллическое основание горных пород.

В последние годы вопросы глубинного строения территории Азербайджана освещаются в трудах В. В. Федынского, В. И. Куликова, И. О. Цимельзона, Д. Л. Терешко, Р. М. Гаджиева и др.

Исследованием глубинного строения Азербайджана занимались также Е. Н. Люстих, Б. К. Балавадзе, Л. К. Татевосян.

Основной задачей настоящей работы является изучение строения кристаллического основания осадочного чехла и подошвы земной коры в связи с наблюдаемыми региональными гравитационными аномалиями Азербайджана. Геологическая интерпретация локальных аномалий силы тяжести Азербайджана достаточно подробно описана в трудах И. О. Цимельзона.

В данной работе использованы фондовые геологические материалы Института геологии АН Азерб. ССР и данные бурения объединения «Азнефть». Основным источником геофизических данных послужили фонды Азербайджанской конторы морской геофизической разведки, Азербайджанского научно-исследовательского института по добыче нефти, Управления геологии и охраны недр при Совете Министров Азербайджанской ССР и Института геологии АН Азербайджанской ССР.

Автор признателен руководителю отдела региональной геологии Института геологии АН Азербайджанской ССР Э. Ш. Шихалибейли, старшим научным сотрудникам того же института К. А. Исмайлову и А. В. Мамедову за ценные советы по выявлению геологической природы региональных геофизических полей Азербайджана.

Автор также выражает свою благодарность инженерам-геофизикам Э. А. Сафаровой, С. М. Мамедову и старшему технику С. Б. Дадашевой за участие в подготовке рукописи к изданию.

ГЛАВА I

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АЗЕРБАЙДЖАНА

При построении глубинных разрезов земной коры необходимо как можно полнее использовать геолого-геофизический материал. Недостаточное же его использование может привести к неправильным выводам при истолковании региональных гравитационных аномалий. Так, если при рассмотрении аномального гравитационного поля Куринской области не учитывать огромную мощность малоуплотненных пород четвертичного возраста, плиоцена и заметного дефекта масс в них, то можно прийти к ошибочному выводу, что интенсивное отрицательное аномальное поле силы тяжести в Куринском межгорном прогибе возникло в результате большой мощности земной коры — 60—55 *км*. Однако такое заключение неверно, так как по данным ГСЗ мощность земной коры там равна примерно 40—45 *км*.

Если же учесть, что в Куринском межгорном прогибе лишь в 7-*км* толще плиоцена возникает дефект масс порядка 80 *мгл*, то можно сделать другой вывод: интенсивное отрицательное аномальное поле силы тяжести в Куринском межгорном прогибе возникло в основном вследствие большой мощности малоуплотненной маласовой толщи неогена. Отсюда видно, насколько важно геофизику-интерпретатору использовать данные по стратиграфии и литологии разреза рассматриваемой территории.

Важно также знать материалы по исследованию магматических пород региона. Изучение магматизма позволяет иметь определенное суждение о глубинных разломах, о состоянии вещества в земных недрах и о его петрографическом составе — о явлениях, с которыми геофизик сталкивается при геологическом истолковании материалов геофизических наблюдений.

Изучение характера проявления магматизма на земной поверхности и вещественного состава магматических тел позволяет более обоснованно подойти к решению обратной задачи геофизики и уверенно связать наблюдаемые аномальные гравитационные и магнитные поля со структурой и петрографическим составом слоев земной коры.

Ниже, пользуясь литературными данными, вкратце изложим результаты геологического изучения территории Азербайджана, чтобы читатель мог сопоставить представленную в данном труде интерпретацию геофизических полей с геологией региона.

На территории Азербайджанской ССР наиболее полный геологический разрез земной коры, начиная с нижнего девона, известен в Нахичеванской области. Отдельные выходы наиболее древних пород отмечаются в виде «окон» в нескольких пунктах. Породы палеозойских и более древних образований кроме Нахичеванской области известны и за пределами республики — на территории Армении, Грузии, Ирана и на восточном берегу Каспийского моря.

Докембрийские образования обнажаются на северо-западе Северного Ирана (на северо-восточном склоне северо-западного Эльбурса). Породы этих возрастов представлены здесь сильно метаморфизованными сланцами и филлитами, сиенитами, различными типами гранита, амфиболитами, магматическими гнейсами и кварцитами. На северо-восточном склоне Эльбурса имеются также выходы эопалеозойского комплекса, представленного дайками основных пород, кварцитов, доломитов, кремниевых сланцев, доломитизированных известняков, содержащих трилобиты (кембрий, силур и др.).

Толща метаморфических сланцев разнообразного состава, переслаиваемая пачками, линзами и целыми толщами мрамора, обнажается в районах с. Арзакан, Меликкенд, Мисхан и Ахта, расположенных в северной части Армянской ССР.

На Дзирульском массиве в Грузии фаунистически охарактеризованные породы кембрийского возраста залегают на древнейшей докембрийской свите сильно метаморфизированных гнейсов с серыми гранитами. Там выходы древних кристаллических пород известны в бассейнах рек Машавера и Храми. Этими породами сложен также Локский кристаллический массив и другие незначительные по площади обнажения — «окна» кристаллического фундамента, окаймляющие территорию Азербайджанской ССР с юга и запада.

Наиболее крупными выходами кристаллического основания, известными за пределами республики и расположенными по соседству с ней, являются:

1. Арзакенский массив.
2. Дзирульский массив.
3. Докембрийские породы в осевой части мегантиклинория Большого Кавказа.
4. Метаморфический комплекс и слои эопалеозоя северо-западного склона г. Эльбурса.

Древнейшими породами, встреченными в коренном залегании непосредственно на территории Азербайджанской ССР в виде «окон», являются метаморфические сланцы, обнажающиеся в районах с. Блевлик по р. Асрикчай, к югу от ст. Ковляр, в ущелье р. Джагирчай и в бассейнах рек Шамхор, Тертер. Выходы древних кристаллических пород отмечены также на южном склоне Главного Кавказского хребта в виде глыб и валунов, залегающих в основании нижнего мела и в разрезе юрских пород.

Палеозой

На территории Азербайджанской ССР палеозойские образования охватывают значительную часть геологического разреза Нахичеванской области — с нижнего девона (?) до верхней перми включительно. Породы кембрия и силура нигде не вскрыты. Неизвестно также наличие средне- и верхнепалеозойских отложений на остальной части территории Азербайджана. Э. Ш. Шихалибейли писал: «...обогащенность пород

мезозоя южного склона азербайджанской части Большого Кавказа терригенным кварцем и слюдами, с одной стороны, и факт нахождения глыб слюдистых сланцев, кварцитов и гранулитов в кемиридж-титонских конгломератах междуречья Филифличая и Шинчая, с другой, указывают на наличие в основании мезокайнозоя субстрата из метаморфических толщ эопалеозоя (или докембрия)» [123]. Переотложенные разности средне- и верхнепалеозойских и триасовых образований до настоящего времени в мезокайнозое не обнаружены.

Общая мощность палеозойских слоев Нахичеванской АССР приблизительно равна 4500—5000 *м*. Отсутствие этих отложений в районе Арзаканского кристаллического массива свидетельствует о полном выклинивании средне- и верхнепалеозойских образований в северном и северо-восточном направлении. Предполагается, что под мезокайнозойским чехлом земной коры в западной части Азербайджанской ССР залегают породы метаморфической толщи докембрия и, возможно, на ограниченных площадях эопалеозоя.

Мезозой

Триас на территории Азербайджанской ССР известен только в двух районах — в Джульфинском ущелье р. Аракса и в северо-западной части Нахичеванской АССР, где он представлен всеми тремя отделами, состоящими из известняков и доломитов. Максимальная мощность этих слоев в районе Джульфинского ущелья — около 1500 *м* [7]. На остальной части территории даже переотложенные разности этого возраста неизвестны.

Юра. Нижняя юра на Большом Кавказе залегает несогласно на древнем субстрате.

На Малом Кавказе разрез юрских отложений известен от байоса до титонского яруса включительно. Породы этого возраста представлены вулканогенноосадочными образованиями, и лишь лузитан-титонский комплекс состоит из переслаивания доломитизированных известняков с тонкими пластами глин и песчаников. Общая мощность юрских образований в азербайджанской части Малого Кавказа превышает 5000 *м*. Причем для верхней юры, представленной осадками лузитанского и кимериджского ярусов, мощность составляет примерно 1000 *м*.

Литолого-петрографический состав юрских пород южного склона Большого Кавказа сильно отличается от такового Малого Кавказа. В противоположность повсеместно развитым вулканогенным разностям юрских пород на Малом Кавказе, юра южного склона Большого Кавказа представлена в основном терригенноосадочным комплексом.

Разрез юрских отложений на южном склоне Большого Кавказа известен [123], начиная со среднего лейаса, представленного аспидными сланцами с прослоями песчаников (Закаталы). Далее, по разрезу до верхов доггера, огромная толща юры состоит из чередующихся слоев песчано-глинистых свит. Лишь в Кахетино-Вандамской зоне отложения байоса представлены вулканогенной фацией.

Отложения мальма носят флишевый характер. Разрез юры на юго-восточном окончании Большого Кавказа заканчивается органогеннообломочными известняками верхнего титона. Лишь в Шахдагской зоне титон представлен пестроцветными песчано-глинистыми породами (судурская фация). Мощность нижнеюрских отложений на территории Дагестанской АССР по соседству с северным Азербайджаном составляет 7000 *м*. В среднеюрское время в Тфанской зоне образовалась толща песчано-глинистых сланцев мощностью около 3000 *м*. Распространение верхнеюрского прогибания по сравнению с таковым в лейасе и доггере ограничено. Мощность этих слоев в районе Шахдагского

хребта, где они имеют относительно большое развитие, составляет 1000 *м*. Таким образом, общая мощность юрских пород на южном склоне Большого Кавказа по сводному разрезу превышает 10 *км*, что свидетельствует о глубоком в это время прогибании земной коры на юго-восточном окончании Большого Кавказа.

Мел. Отложения мела занимают большие площади как на Малом, так и на Большом Кавказе в Азербайджане. В Нахичеванской области разрез меловых пород начинается с альбского яруса, в котором по мощности преобладают пласты кварцевых порфиритов. Другие стратиграфические единицы меловой системы Нахичеванской области представлены песчано-глинистой и известковистой фацией. В бассейне реки Джагрычай общая мощность меловых отложений составляет более 1500 *м*. Наибольшая мощность меловых отложений в пределах Малого Кавказа достигает 3000 *м*. Нижнемеловые отложения на Малом Кавказе имеют ограниченное распространение, небольшую мощность и представлены известняками, туфопесчаниками, конгломератами и другими терригенноосадочными разностями, которые образуют маломощные, фациально быстроизменчивые пласты. Верхнемеловые породы широко распространены и представлены вулканогенными и осадочными образованиями. В сенонское время преобладала карбонатная фация.

Меловые отложения азербайджанской части Большого Кавказа характеризуются бо́льшим чем юрские фациальным разнообразием. Они начинаются карбонатной толщей валанжина, которая вверх по разрезу сменяется толщей известняково-сланцевого флиша готерив-баррема; на Шахдагском хребте нижнемеловые отложения представлены слоистыми известняками.

Слои альб-сеномана, известные под названием «туфогенная свита», развиты в Кахетино-Вандамской зоне, где отложения этой свиты представлены порфиритами, туфоконгломератами, туфобрекчиями, вулканическими пеплами, сланцеватыми глинами и др., остальная часть разреза мела (сеноман, турон, кампан) представлена в основном карбанатными толщами с пачками глинистых сланцев.

Мощность нижнемеловых пород на южном склоне юго-восточного окончания Большого Кавказа местами превышает 2000 *м*.

Верхнемеловые отложения в азербайджанской части Большого Кавказа по сравнению с таковыми Малого Кавказа имеют небольшую мощность — не превышающую 1000 *м*.

Палеоген. Отложения этой системы в Нахичеванской области встречаются, начиная с эоцена, представленного туфогенноосадочным комплексом.

На геологических разрезах восточной части Нахичеванской АССР, составленных Ш. А. Азизбековым, мощность этих отложений превышает 2500 *м* [7]. Палеогеновые слои сильно развиты на юго-западе Талышского нагорья, где они представлены туфогенноосадочным комплексом мощностью свыше 6000 *м* [21, 91, 74].

На юго-восточном окончании Большого Кавказа палеогеновый комплекс осадков окаймляет выходы меловых пород и выступает на сводах брахиантиклинальных поднятий Кобыстана. Мощность палеогена здесь — 1000—1500 *м* [19, 96].

Неоген распространен в депрессионных областях Азербайджана, в Нахичеванской области и Талыше. Он достигает огромной мощности в Куринской впадине, в Апшеронской, Кусаро-Дивичинской областях, в акваториях Бакинского и Апшеронского архипелагов и во всей южной части Каспийского моря.

В Талыше и, частично, в Нахичеванской области, низы неогена представлены вулканогенноосадочным комплексом, а в остальных областях в разрезе неогена преобладает глинистая фация с прослоями

песков, песчаников и известняков. Мощность неогена в Нижне-Куринской депрессии превышает 7000 *м*, в Кусары-Дивичинской области — 4000 *м*, в Нахичеванской области — 2000 *м*, на Бакинском архипелаге — 8000 *м*, Апшеронском архипелаге и на Апшероне — 6000 *м*.

Четвертичные осадки на территории Азербайджанской ССР широко развиты в Куринской впадине, в Апшеронской, в Кусары-Дивичинской областях и в южной части Каспийского моря. Максимальная мощность антропогена отмечается по северному борту Куринской впадины и в Алазано-Агричайской депрессии.

Большая мощность четвертичных образований характерна также для Бакинского архипелага (800 *м*). Литология четвертичных образований изменчива, она представлена конгломератами, суглинками, песками, глинами, песчаниками, известняками и др.

Приведенная выше краткая стратиграфическая характеристика свидетельствует о сложном строении земной коры на рассматриваемой территории. С одной стороны, мы имеем площади с выходами пород палеозоя, с другой, — огромную территорию, глубоко погруженную в очень короткий промежуток времени, — в век продуктивной толщи и антропогена. Горное сооружение азербайджанской части Большого Кавказа сложено мезозойским терригенноосадочным комплексом огромной мощности, а Малого Кавказа — туфогенноосадочным комплексом с прослоями нормальных осадочных пород, имеющих ограниченное по возрасту распространение.

Осадки нижнеюрских глинистых сланцев имеют мощность 6—7 *км* на Большом Кавказе, а в азербайджанской части Малого Кавказа они почти отсутствуют. Здесь байосские вулканогенноосадочные породы залегают на размытой поверхности докембрия.

Юго-восточное окончание Большого Кавказа сложено малоуплотненными терригенноосадочными породами палеогена и неогена, а в горном Талыше осадки палеогена имеют вулканогенный характер и литология осадков неогена отличается от таковой Апшеронской нефтегазоносной области.

2. ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Краткое описание имеющихся аналогов магматических пород дается по отдельным группам, без подробного расчленения каждой группы на типы, которые могут быть охарактеризованы наличием в них определенных минералов.

Вся юрская система на Малом Кавказе (без Нахичеванской области) представлена эффузивами различного состава. Вулканогенная толща юры расчленяется на следующие серии:

1. Нижняя вулканогенная толща лейаса. Представлена различными порфиритами и диабазами, их туфами, туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфопесчаниками. Между нижнеюрским (?) и среднеюрским эффузивами залегают кварцевые плагиопорфиры. Слои этой серии на Малом Кавказе образуют маркирующий горизонт.

2. Верхняя вулканогенная толща. По возрасту относится к средней юре и представлена чередующимися покровами порфиритов, туфов и, отчасти, прослойками осадочных пород. Этими породами сложены геологические разрезы Ханларского, Кедабекского, Дашкесанского, Дастафюрского, Загликского, Баянского, Таузского и других районов Малого Кавказа.

3. Верхнеюрская вулканогенная толща. Не имеет большого распространения; породы этой серии обнаружены на береговых обрывах верховьев рек Ильхичай, Балакюракчай, Карабулахчай, в г. Кяпаз. Пред-

ставлена эта толща туфопесчаниками, туфоконгломератами, туффитами и туфобрекчиями келловей-оксфорда. В Дашкесанском районе верхнеюрская вулканогенная толща представлена порфиритами, туфобрекчиями и туфоконгломератами титонского возраста.

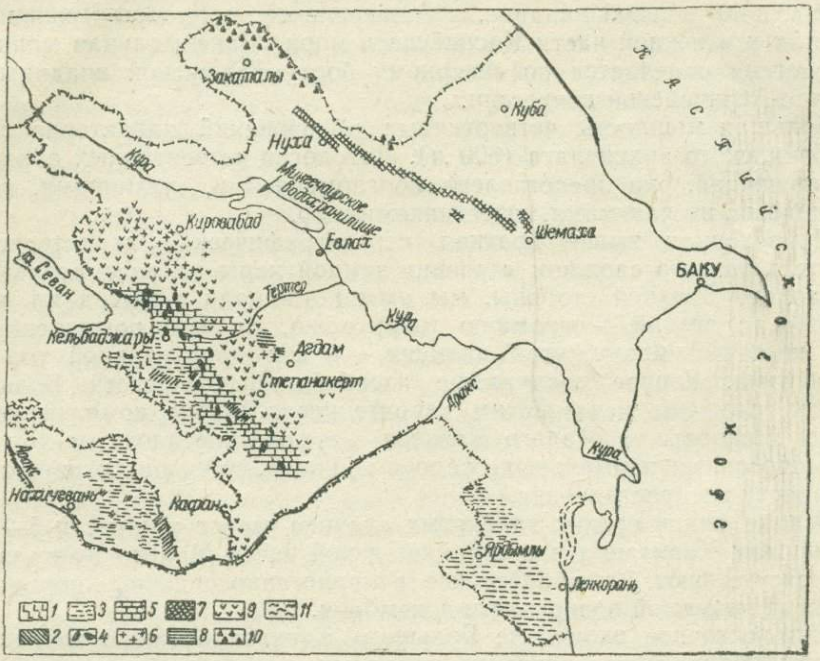


Рис. 1. Схема расположения выходов магматических пород Азербайджана (по М. А. Кашкаю):

1 — четвертичный лавовый покров (андезиты, андезито-базальты и базальты); *2* — гранодиориты послесреднеэоценовые (миоцен); *3* — вулканогенная толща палеогена; *4* — основные и ультраосновные породы (верхний мел, верхний эоцен в Талыше); *5* — меловые отложения с известняками; сланцами, порфиритами, туфами и туфобрекчиями; *6* — гранодиориты, диориты, габбро-диориты, габбро (мезозой); *7* — туфогенная свита с эффузивами (альб-сеноман); *8* — гранодиориты Мехмана-Хачинчайской интрузии (досеноман-верхняя юра); *9* — порфириты, их туфы и туфобрекчии, кварцевые порфиры и кератофиры (среднеюрская осадочно-вулканогенная толща); *10* — диабазы и габбродиабазы среди сланцево-песчаниковой толщи среднего лейаса; *11* — известняки, кварциты и сланцы девона, карбона и перми с включенными в них пластовыми интрузиями диабазов и габбродиабазов.

В юго-восточной части Малого Кавказа — Карабахской области, Лачинском и Зангеланском районах петрографический состав эффузивных пород юры несколько меняется.

В геологическом разрезе юры южного конца Муровдагского хребта осадочных пластов, перемежающихся с покровами эффузивов, становится больше. В юго-восточной части Малого Кавказа появляются некоторые другие виды эффузивов, которые не были встречены на севере Карабаха. В общем, для юго-восточной части Малого Кавказа характерно увеличение в разрезе снизу вверх переотложенных пластов вулканогенных пород.

На Малом Кавказе вулканогенная деятельность проявилась и в меловое время. Породы меловых эффузивов представлены преимущественно туфогенными разностями и, отчасти, порфиритами.

На южном склоне Большого Кавказа мезозойские эффузивы слагают разрез байоса Кахетино-Вандамской антиклинальной зоны. Эти породы трансгрессивно покрываются слоями титон-валанжинского возраста, содержащими включения и обломки вулканогенных пород. Отложения туфогенной свиты альб-сеноманского возраста распространены в той же антиклинальной зоне.

Третичные эффузивы развиты на Малом Кавказе и в Талышской горной области.

В центральной части Малого Кавказа третичные эффузивы в разрезе начинаются с метаморфизованной туфогенной толщи нижнего

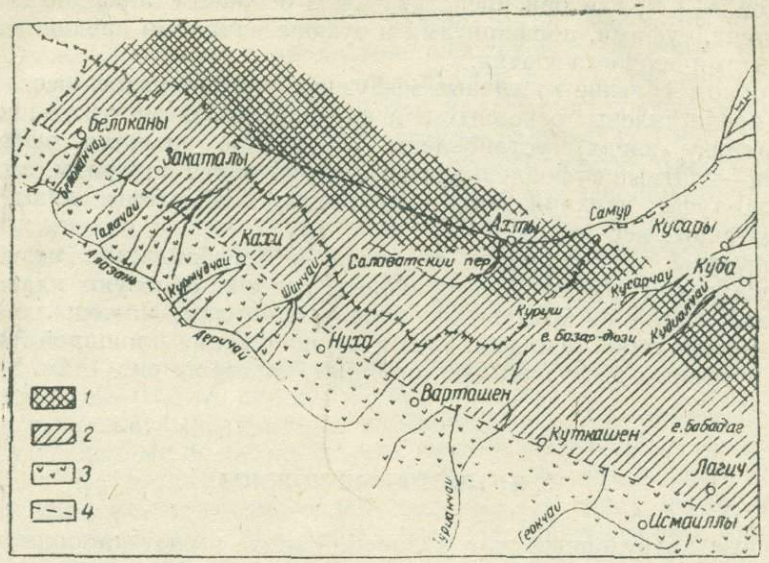


Рис. 2. Карта фаций байоса (по Э. Ш. Шихалибейли):

1 — суша; *2* — песчаники и глинистые сланцы; *3* — порфириты, туфы и туфопесчаники; *4* — границы распределения осадков

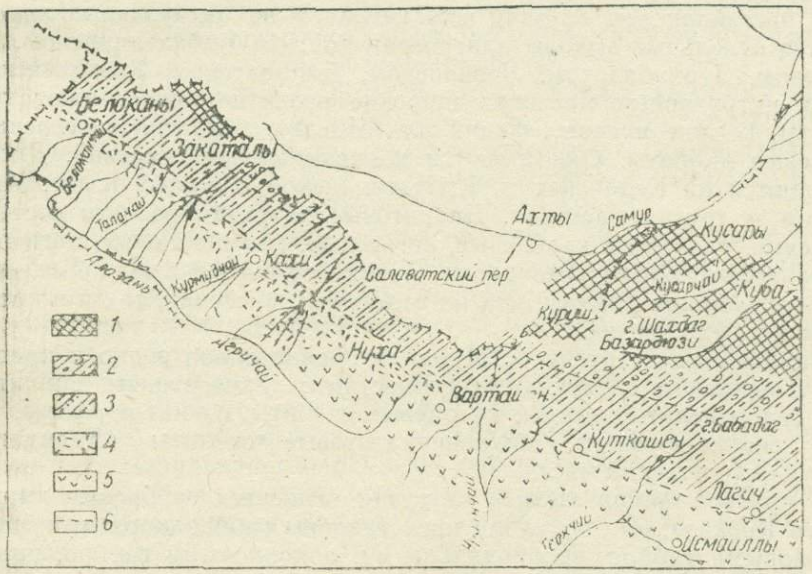


Рис. 3. Карта фаций верхнего альб-сеномана (по Э. Ш. Шихалибейли):

1 — суша; *2* — конгломераты и глины; *3* — песчанистые отложения; *4* — туфопесчаники и туффиты; *5* — туфоконгломераты и порфириты; *6* — границы фаций

эоцена, далее, вверх по разрезу, над нуммулитовыми известняками залегают потоки андезитов, андезито-базальтов и базальтов. В верхнеэоценовое время появляются покровы липаритов (Истису, бассейн р. Тертер) и дацитов.

Туфы и туфобрекчии кислых эффузивов наблюдаются на водораздельных хребтах между реками Баштибельчай и Мозчай и в окрестностях Кельбаджарского района.

Широкое распространение получили эоценовые эффузивы в Нахичеванской АССР, где они представлены в основном порфиритами нижнего эоцена, туфами, порфиритами и туфопесчаниками среднего эоцена, порфиритами верхнего эоцена.

В горном Талыше третичные эффузивы слагают разрез всего палеогена и представлены основными и средней кислотности излияниями. Здесь (снизу вверх) установлены следующие разности эффузивов: палеоцен—плотные туфоалевролиты; нижний эоцен-долериты, андезитобазальты, туфы; верхний эоцен — андезиты, базальтовые лавы, олигоцен-туфогенные песчаники.

Эффузивы четвертичного возраста в Азербайджане известны в Кельбаджарском и Лачинском районах, где они образуют плато андезито-базальтовых, андезитовых и базальтовых лав. Потоки лав разделяются между собой пеплами. Схема расположения площадей Азербайджана, покрытых эффузивными породами, дается на рис. 1, 2 и 3.

3. ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Кислые интрузивные тела в Азербайджане имеют наибольшее распространение. Интрузивные породы в целом широко развиты на Малом Кавказе. Выходы гранитоидов обнаружены в Кировабадском районе и в долине Таузчая, где они представлены гранитами, гранитопорфирами, аплитовидными адамеллитами.

В бассейнах рек Таузчай и Шамхорчай на интрузивных массивах имеются отдельные выходы плагиогранитов. На Кабахтапинском, Дашкесанском, Зурнабадском, Левчайском, Далидагском, Зангеланском и других интрузивных массивах широкое развитие приобретают гранодиориты. В виде краевых фаций или отдельных массивов встречаются кварцевые диориты. Они имеются и среди малых интрузий. Диориты встречаются на Кедабекском, Кабахтапинском, Дашкесанском, Мехманинском и других массивах. Диоритовые интрузии разного состава — кварцевые, уралитово-кварцевые, авгитовые, гиперстеновые, авгитороговообманковые, роговообманковые, ортоклазо-роговообманковые—встречаются на Малом Кавказе как на отдельных массивах, так и в краевых частях кислых интрузий.

Спилитовые интрузии встречаются сравнительно редко и представлены в основном следующими разностями: граносиениты, спилит-диориты, граносиенит-порфиры, кварцевые сиениты, сиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, микропегматитовые сиениты (Далидагский, Конгуро-Алангезский массивы).

К краевой фации кислых интрузий относятся габбровые интрузии Малого Кавказа. Эти интрузии представлены габбродиоритами, роговообманковыми габбро, габбродиабазами, оливиновыми габбро, пироксеновыми габбро, габбропорфиритами.

Основные и ультраосновные интрузии небольших размеров встречаются в горном Талыше и на южном склоне Большого Кавказа. В горном Талыше установлено наличие следующих внедрений: интрузивные пикриты разного состава, тешениты и габбро, габбродиориты, монцониты, тешенит-аплиты.

Интрузивные породы южного склона Большого Кавказа в основном представлены юрскими диабазами и третичными габбро, оливиновыми норитами, пикритовыми порфиритами и др.

Особое место в магматических образованиях Азербайджана занимает офиолитовая формация Малого Кавказа. Узкий пояс выходов интрузии этой формации начинается в Джебраильском районе и простирается в северо-западном направлении, проходит через Южный Карабах, Лачинский, Кельбаджарский районы и по северному побережью озера Севан. Западное продолжение серпентинитовой зоны прослеживается на севере территории Армянской ССР и в Турции. На юго-востоке офиолитовый пояс погружается под молодые осадочные образования и прослеживается на юго-западном крыле Талышских гор.

Офиолитовая формация азербайджанской части Малого Кавказа представлена серпентинитами, являющимися производными от перидотитов, дунитов и других разностей ультраосновных пород (Шахдагский массив, Карабахский хребет); дунитами, встречающимися среди серпентинитов; перидотитами; габброидами; форелленштейнами; габбро-норитами и жильными породами. Перидотиты и габброиды по площади преобладают.

Видимая длина выходов офиолитовой формации в Азербайджане составляет 180—185 *км*, ширина — около 10 *км*.

Интрузии кислых, средних и основных магм Азербайджана, инъецируя в различные по возрасту осадочные и эффузивные толщи, а также друг в друга, оставляли следы контактового воздействия и образовали контактово-метаморфические породы. Из таких пород наиболее характерны роговики, лиственити, скарны, дашкесаниты, эпидодиты, вторичные кварциты.

Исследование возрастных соотношений азербайджанских интрузивов с вмещающими их породами показывает, что магматической деятельности в палеозое, триасе и, возможно, в нижней юре не было, если не придавать большого значения герцинским внедрениям Нахичеванской области, где породы девона и нижней части карбона прорезывались пластовыми и дайковыми интрузиями диабазов.

На южном склоне Большого Кавказа самыми древними интрузивами являются диабазовые внедрения в толще среднеюрских сланцев. На Малом Кавказе наиболее древние интрузивы — южнокарабахские диоритовые тела лакколитовой формы келловейского возраста и послесреднеюрские гранодиориты Зангеланского района.

Кислые интрузивы северо-восточной части Малого Кавказа — Мехманинский и Кировабад-Дашкесанский массивы — имеют соответственно досеноманский и послетуронский возраст.

К третичным интрузивам относятся Шальва-Лачинский, Далидагский, Конгуро-Алангезский (Мегри-Ордубадский) массивы кислых пород, габбровый комплекс южного склона Большого Кавказа, офиолитовая формация, габбротешениты горного Талыша.

Интересны высказывания азербайджанских геологов о дифференциации первоначальной магмы. Для ультраосновного комплекса, который разделяется на три фазы по своему формированию, первоначальной считается перидотитовая магма. В первой фазе дифференциации выделяются перидотиты и дуниты первой генерации, во второй — дуниты второй генерации и в третьей — габброиды. Заметим, что породы первой фазы — перидотиты — принимают большое участие в офилитовой формации.

Для Мехманинского интрузивного массива первоначальной считается тоналитовая магма, от которой дифференцировались роговообманково-биотитовые тоналиты, роговообманково-кварцевые диориты, биотитовые банатиты и жильные дериваты, состоящие из кварцевых и бескварцевых диоритов и плагиоклазовых диабазовых порфиритов. Последние, в свою очередь, имеют последовательные переходы к лампрофирам, спессартитам, одинитам, малхитам и вогезитам.

Схема дифференциации кислых интрузивов Азербайджана следующая: родоначальная гранодиоритовая магма выделяла авгитовые гранодиориты, граниты, адамеллиты и кварцевые диориты. При последующей дифференциации авгитовые гранодиориты дают такой ряд: авгитороговообманковые гранодиориты — биотитовые гранодиориты — кварцевые диориты — монцодиориты; адамеллиты переходят в плагиограниты; кварцевые диориты дают диориты — габбродиориты — габбро и габбродиабазы.

Кроме этих основных продуктов дифференциации, из гранодиоритовой магмы выделяются породы, образующие дайки диоритов, плагиоклазовых диабазов, габбропорфиритов, диабазов и аплитов.

При сопоставлении петрографического состава разновозрастных интрузивных и эффузивных пород Азербайджана выявляется определенная периодичность их проявления. Эта закономерность яснее выражена на Малом Кавказе. Здесь в каменноугольное время появляются интрузии, связанные с дифференциацией основной магмы. В верхней юре родоначальная магма выделяет магматические тела диоритового (среднего) состава и, наконец, в меловое время состав первоначальной магмы становится более кислым — гранодиоритовым. Начиная с нижнего эоцена, этот цикл возобновляется с появлением ультраосновных интрузий.

Дальнейшее исследование магматизма Азербайджана показало, что изменение петрографического состава интрузий и эффузивных толщ во времени идет по сложному пути, хотя в общих чертах отмеченная выше закономерность сохраняется.

4. СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ИСТОРИЯ ИХ РАЗВИТИЯ

Территория Азербайджана входит в состав Тавро-Кавказской геосинклинали, которая в свою очередь является составной частью Альпийско-Индонезийского геотектонического пояса. На рассматриваемой территории выделяются [75] следующие крупные геотектонические элементы Тавро-Кавказской геосинклинали:

1. Мегантиклинорий Большого Кавказа, включая и азербайджанскую часть Предкавказского мегасинклинория.
2. Куринский межгорный прогиб.
3. Мегантиклинорий Малого Кавказа.
4. Южно-Каспийская впадина.

Последняя выделяется как самостоятельный геотектонический элемент, ввиду ее резко отличного строения и занимаемой площади. В мегантиклинорий Малого Кавказа входит также Талышская складчатая область.

Азербайджанская часть мегантиклинория Большого Кавказа и Предкавказского передового прогиба состоит из трех тектонических элементов: северное крыло, центральное поднятие и южное крыло. К северному крылу мегантиклинория условно можно отнести Кусаро-Дивичинский синклинорий, который одновременно является передовым прогибом, заполненным 3—6-*км* толщей третичных пород. Этот синклинорий на юго-востоке расширяется и в средней части Каспийского моря разделяет эпигерцинскую платформу и юго-восточное продолжение центрального поднятия Большого Кавказа. К собственно северному крылу относят Судурскую зону, сложенную осадками мезокайнозоя. Центральное поднятие сложено юрскими осадками общей мощностью около 6—7 *км*. На юго-восточном погружении центрального поднятия по мере продвижения на юго-восток в разрезе участвуют более молодые

меловые и третичные образования. Южное крыло мегантиклинория Большого Кавказа на юго-востоке расширяется и осложняется антиклинориями и синклинориями. В строении крыла участвуют мезокайнозойские осадки.

Куринский межгорный прогиб заполнен осадками кайнозоя. Большая часть осадков в этой впадине накопилась в плиоцене. Мощность плиоцена составляет 4—7 *км*. Третичные слои смяты в складки, образующие антиклинальные зоны.

Северное крыло Куринского межгорного прогиба слагается из Алазано-Агричайской впадины, выполненной маломощными плиоценом и четвертичными отложениями и мощным мезозоем, а южное крыло — из Каразо-Евлахского прогиба, выполненного осадками олигоцена, неогена и четвертичного времени.

Азербайджанская часть мегантиклинория Малого Кавказа имеет сложное строение и включает выступы палеозоя и триаса (Аргичинский, Зангезурский, Даралагезский, Неграмский), Сомхето-Карабахский и Кафанский антиклинории, ядра которых в основном сложены юрскими породами, Севано-Акеринский синклинорий, выполненный осадками мелового возраста, Ордубадский синклинорий, выполненный осадками верхнего мела и палеогена, Араксинский межгорный прогиб, выполненный осадками олигоцена и миоцена; Карабахский неогенно-четвертичный вулканический щит и Талышский антиклинорий, сложенный палеогеновыми образованиями. Эти наиболее крупные тектонические элементы осложнены многочисленными структурами низшего порядка.

Южно-Каспийская впадина имеет овальную форму и расположена между юго-восточным морским продолжением мегантиклинория Большого Кавказа и системой Эльбурса. Она является сравнительно крупным прогибом, заполненным 6—8-*км* толщей плиоцена. Третичная складчатость более интенсивна в западной части впадины. Направление складок на севере, в районе Апшеронского порога, кавказское. В районе Бакинского архипелага третичные структуры сориентированы в ССЗ направлении. В центральной части впадины, где предполагается максимальная мощность неогена, складки, как правило, более крупные и ориентированы беспорядочно.

5762

В истории тектонического развития азербайджанской части Тавро-Кавказской геосинклинали В. Е. Хаин и Е. Е. Милановский [75] выделяют догерцинский, герцинский и альпийский этапы. На первом этапе на Кавказе господствовал геосинклинальный режим и накапливалась вулканогенноосадочная толща протерозоя и раннего палеозоя. Возможно, в верхнем кембрии и ордовике произошло общее поднятие. Для азербайджанской части геосинклинали характер проявления этого периода развития еще не выяснен.

На втором этапе (силур-ранняя пермь) в Приараксинском прогибе, имеющем миогеосинклинальный характер, накапливались терригенно-карбонатные толщи девона, карбона и ранней перми. В это время на месте Малого Кавказа была суша. Геологический материал, позволяющий выяснить историю развития на втором этапе остальной части рассматриваемой территории, отсутствует.

На третьем этапе выделяются четыре стадии развития:

1. Начальная (поздняя пермь—триас). В это время Приараксинский миогеосинклинальный прогиб продолжал существовать. Предполагается, что вся остальная часть территории оставалась приподнятой.

2. Раннеальпийская (юра). Образуются геосинклинальные прогибы на Центральном Кавказе и на Малом Кавказе (Сомхето-Кафанский или Малокавказский прогиб). Приараксинский и Куринский межгорные прогибы испытывают поднятия. На южном крыле геосинклинали Боль-

шого Кавказа и на Малом Кавказе происходит интенсивный подводный вулканизм.

3. Среднеальпийская, охватывает мел и ранний палеоген, а на Большом Кавказе также верхнюю юру. На южном склоне Большого Кавказа образуется глубокий прогиб, заполненный флишевой толщей, на северном — сравнительно неглубокий прогиб.

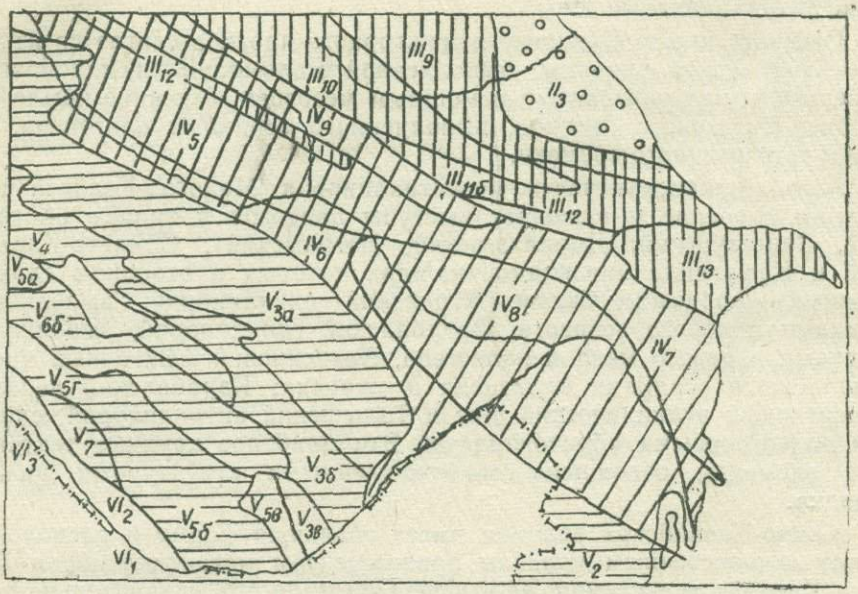


Рис. 4. Основные структурно-фациальные зоны Азербайджана (*по Е. Е. Милановскому и В. Е. Хаину*):

II — Предкавказский передовой прогиб: *3* — Кусаро-Дивичинский прогиб; *III* — Мегантиклинорий Большого Кавказа: *9* — Зона известнякового Дагестана; *10* — Зона центрального сланцевого поднятия Восточного Кавказа; *11б* — Флишевая зона Восточного Кавказа (Дибрарский синклинорий); *12* — Кахетинская шовная зона; *13* — Апшеронo-Кобыстанская зона поперечного погружения; *IV* — Закавказский межгорный пояс: *5* — Среднекуринский (Кахетино-Аджинаурский прогиб); *6* — Караязо-Евлахская зона; *7* — Сальяно-Алятская зона; *8* — Нижне-Куринская зона; *9* — Алазанская наложенная впадина; *V* — Мегантиклинорий Малого Кавказа: *2* — Талышская зона; *3* — Сомхето-Кафанская зона: *а*) Сомхето-Карабахский антиклинорий; *б*) Акеринский синклинорий; *в*) Кафанское поднятие; *4* — Севанская зона; *5* — Армянская зона; *а) Мисханский массив, б) Зангезурский антиклинорий, в)* Ордубадский синклинорий; *г)* Ереванский синклинорий; *6* — Наложенные вулканические щиты: *а)* Армянский; *7* — Даралагезское поднятие; *VI* — Араксинский межгорный прогиб: *1* — Джульфинское поднятие; *2* — Нахичеванская впадина; *3* — Поднятие Волчьих ворот

На Малом Кавказе возникла Севано-Акеринская геосинклиналь, на юге Малого Кавказа — Ордубадский прогиб. Возможно, в это же время образовался и Талышский прогиб. В конце эоцена воздымаются флишевые прогибы южного склона Большого Кавказа и ряд прогибов на Малом Кавказе. Образуются устойчивые массивы. Происходит интенсивное складкообразование и внедрение кислых интрузий.

4. Позднеальпийская, начинается с олигоцена и является заключительной. Образуются мегантиклинории Большого и Малого Кавказа, краевые и межгорные прогибы.

В Кусаро-Дивичинском передовом прогибе и на его продолжении на Каспии, в Южно-Каспийской и Куринской впадинах накапливаются осадки неогена. Прогибание в это время продолжалось также в Нахичеванской области и в вулканическом нагорье Армении (с интенсивным проявлением магматизма). В Ордубадском прогибе одновременно с извержениями отмечается внедрение кислой магмы. В этих областях вулканизм продолжается с небольшими перерывами до современной эпохи.

В конечной стадии развития азербайджанской части Тавро-Кавказской геосинклинали мы имеем следующие современные геотектонические элементы:

1. Кусаро-Дивичинский передовой прогиб и его морское продолжение на Каспии (Кубино-Среднекаспийский прогиб).
2. Поднятие Главного Кавказа.
3. Куринский межгорный прогиб.
4. Сомхето-Карабахское центральное поднятие.
5. Араксинский межгорный прогиб.
6. Южнокаспийская впадина.

Между Араксинским межгорным прогибом и Сомхето-Карабахским центральным поднятием располагаются Севано-Акеринский и Ордубадский синклинории и разделяющее их на востоке Кафанское частное поднятие.

Расположение современных структурных элементов азербайджанской части Кавказской геосинклинали дается на рис. 4. Эта схема является частью карты «Основные структурно-фациальные зоны Кавказа», составленной в 1963 г. Е. Е. Милановским и В. Е. Хаиным [75].

ГЛАВА II

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ, ОСВЕЩАЮЩИЕ ГЛУБИННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ АЗЕРБАЙДЖАНА

Состояние геофизической изученности территории Азербайджана описано в коллективном труде, изданном в 1963 г. [41]. Поэтому ниже лишь вкратце приведем перечень и изложим геофизические и геологические материалы, которые были использованы в данной работе.

1. МАТЕРИАЛЫ ГРАВИМЕТРИИ

Первостепенное значение в связи с изучением глубинного строения областей имеют гравиметрические данные. Вся территория Азербайджанской ССР заснята относительно детальной гравиметрической съемкой, вполне достаточной для составления сводной карты полумиллионного масштаба, положенной в основу решения задач настоящего исследования.

Материалы сухопутных гравиметрических съемок были обобщены И. О. Цимельзоном (1962 г.). Он составил сводные карты аномалий силы тяжести Азербайджана в редукции Буге для двух значений плотности промежуточного слоя $\sigma = 2{,}30$ *г/см*^{3} и $\sigma = 2{,}67$ *г/см*^{3}. В сводную карту аномалий силы тяжести Азербайджана для плотности промежуточного слоя 2,30 *г/см*^{3} И. О. Цимельзон включил также съемки на Каспийском море с донными гравиметрами и с маятниками на подводных судах по состоянию изученности на 1961 г. включительно.

При составлении сводной гравиметрической карты мы использовали одноименные карты И. О. Цимельзона и учли изменения плотности промежуточного слоя на Большом и Малом Кавказе, где выходы более плотных пород мезозоя (2,67 *г/см*^{3}) по краям этих областей приходят в контакт с менее уплотненными породами (2,30 *г/см*^{3}), преимущественно плиоцена. Сведение гравиметрических карт, полученных для депрессионных областей с плотностью 2,30 *г/см*^{3} и горных областей с плотностью 2,67 *г/см*^{3}, в единую карту проводилось графически, путем интер-

поляции. При этом по обе стороны вдоль линии контакта мезозойских и плиоценовых пород оставлялся свободный от изоаномал промежуток шириной в 5 *км*. Этот промежуток заполнялся путем соединения однозначных оборванных концов изолиний аномалий Буге.

В большинстве случаев, сходимость изоаномал при переходе от низменной части территории республики к ее горным сооружениям, сложенным породами мезозоя плотностью около 2,67 *г/см*^{3}, была хорошей. Интерполяция затруднялась в основном на таких свободно оставленных от изоаномал участках, где ранее имелись гравитационные аномалии четвертого и третьего порядков с довольно интенсивными полями. Однако небольшие ошибки, возникающие при этом, не вызывают существенного изменения в поведении поверхностей разделов плотностей вдоль заданных профилей, поскольку эти профили, как правило, пересекают полосу уравнивания вкрест ее простирания.

Для построения сводной гравиметрической карты использованы также данные донно-гравиметрических съемок, проведенных в южной части Каспийского моря в 1951—1962 гг., и материалы определения силы тяжести с гравиметрами на подводных и надводных судах. Необходимо отметить, что материалы донно-гравиметрических наблюдений и данные морской маятниковой съемки на Каспии значительно расходятся (до 40 *мгл*, а иногда и более). Это расхождение связано с недостаточно точным учетом поправок на сложное движение корабля, с борта которого измерялись разности периода маятников[1]. В связи с этим, при составлении сводной карты данные морской маятниковой съемки не были учтены. Необходимость использования этого неточного материала отпала еще благодаря донно-гравиметрической съемке, выполненной в 1961—1962 гг. на Апшеронском пороге. Материалы этой съемки позволили увязать донно-гравиметрические наблюдения, проведенные в 1951—1961 гг., по обеим неглубоководным береговым полосам Каспийского моря. Ценными оказались материалы гравиметрической съемки 1959—1960 гг., выполненной ВНИИГеофизикой. Эту съемку производили в средней части Каспийского моря с помощью статических гравиметров, установленных на борту корабля. При этом изоаномалы с сечением в 10 *мгл* проводились намного увереннее, чем по данным маятниковой съемки.

Сводная гравиметрическая карта территории Азербайджанской ССР была составлена по материалам Азербайджанской Конторы морской геофизической разведки, Азербайджанского научно-исследовательского института по добыче нефти и ВНИИГеофизики.

2. МАТЕРИАЛЫ МАГНИТОМЕТРИИ

Другим материалом, освещающим глубинное строение Азербайджанской ССР, является карта аномалий вертикальной составляющей геомагнитного поля, составленная по данным магнитных съемок Конторы морской геофизической разведки, выполненных одновременно с гравиметрическими.

В работе использованы сводные карты магнитных аномалий Азербайджана, составленные Д. Л. Терешко (1951 г.), И. О. Цимельзоном и В. А. Большаковым (1962 г.).

В работе использованы также материалы аэромагнитной съемки на Малом Кавказе, проведенной в 1960—1961 гг. Азербайджанским Управ-

---

[1] Сажина Н. Б. Об ошибках морских гравиметрических определений на надводных судах. «Разв. и пром. геофизика» № 23. Гостоптехиздат, 1958.

лением геологии и охраны недр. В результате съемки были составлены карты полных аномалий геомагнитного поля в различных масштабах. С аэромагнитометрами несколько пересечений было сделано также на Каспии, а одно пересечение опытного характера — в Нижне-Куринской депрессии (1951 г.).

3. МАТЕРИАЛЫ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

При составлении сводных региональных профилей были использованы сейсмогеологические разрезы и отдельные сейсмические профили МОВ, КМПВ, отработанные Азербайджанской Конторой морской геофизической разведки.

Как правило, сейсморазведка в Азербайджане проводилась в депрессионных областях. Сейсмогеологические разрезы освещают в основном характер залегания неогеновых и четвертичных отложений. Условные сейсмические горизонты по этим профилям проводятся обычно по подошве акчагыла и, частично, по поверхности миоцена. В некоторых случаях, преимущественно на Каспии, сейсмические профили освещают тектонику депрессионных зон до глубины 14—16 *км*. Стратиграфическое расчленение отражающих сейсмический луч горизонтов, залегающих ниже продуктивной толщи, для Нижне-Куринской депрессии и Южнокаспийской впадины из-за отсутствия глубокого бурения до настоящего времени представляет большую трудность, хотя глубина изученности сейсморазведкой значительно превышает мощность плиоцена. На сейсмических профилях, отработанных в области северо-восточного склона Малого Кавказа, Прикаспийско-Кубинской зоне и, частично, на Апшероне, благодаря наличию многочисленных скважин, удается стратифицировать условные горизонты, залегающие ниже плиоцена.

4. МАТЕРИАЛЫ ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ (ГСЗ)

При геологической интерпретации региональных гравитационных аномалий первостепенное значение имеют результаты ГСЗ.

Для изучения глубинного строения азербайджанской части Куринского межгорного прогиба в зоне Кура-Араксинской низменности и южной части Каспийского моря в 1956—1957 гг. было проведено ГСЗ по 2 пересекающимся профилям на суше и по 12 профилям на море. В 1962 г. был отработан продольный профиль ГСЗ по линии Пойлы—Агджабеды — Масаллы ЗСЗ направления, в 1963 г. — профиль ГСЗ по линии Астара—Ахсу ССЗ направления.

Полевые работы в основном были выполнены Азербайджанской Конторой морской геофизической разведки. В этих работах принимали участие ИФЗ АН СССР, трест «Спецгеофизика», АзНИИ по добыче нефти.

Профили ГСЗ 1956—1957 гг. (№ 1 и № 2), отработанные в Кура-Араксинской низменности, были опытными. Сейсмический материал, полученный по этим профилям, оказался для интерпретации сложным.

Автор отчета по работам ГСЗ Б. Д. Требукова отмечает, что из-за сложности фактического материала полученные данные по этим профилям освещают некоторые особенности строения юго-восточной части Куринской впадины лишь до глубины 20—25 *км*. Геологическое истолкование этих материалов рассматривается как вариант построения глубинных разрезов земной коры, требующий проверки и уточнения.

Еще менее точными являются морские профили ГСЗ в связи с применением точечного способа наблюдений, в отличие от метода непре-

рывного профилирования, примененного на суше. Подробный анализ данных ГСЗ на Каспийском море приводится в работе [8].

В методическом и техническом отношении профиль ГСЗ 1962 г. (№ 3) отработан значительно лучше. Он представляет наибольшой интерес, так как является единственным сухопутным профилем, дающим информацию о нижней границе земной коры вдоль Куринской депрессии. При обработке материалов наблюдений 1962 г. (Н. И. Давыдова, Ф. С. Трегуб, Р. Р. Ригер, Л. И. Лобастова) большое внимание было уделено скоростной характеристике слоев.

Материалы профиля ГСЗ № 4 (1963 г.) по линии Астара—Ахсу находятся в стадии обработки.

5. МАТЕРИАЛЫ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

При построении глубинных геологических разрезов земной коры в Азербайджане данные, полученные электроразведкой, оказались эффективными лишь при составлении геологических профилей по Прикаспийско-Кубинской и Кировабад-Агджабединской зонам.

Результаты геологической интерпретации электрометрических наблюдений обобщены Г. Д. Джафаровым [4] и Л. И. Андреевым (1963). В целом, материалы электроразведки, ввиду ограниченности глубины исследования этим методом, не освещают глубинного строения Азербайджана.

6. МАТЕРИАЛЫ ИЗУЧЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ

Данные сейсмологии в работе использованы для того, чтобы иметь представление об общем характере строения земной коры в Азербайджане и о деформациях слоев, слагающих здесь геологический разрез, а также для сопоставления современного состояния сейсмичности рассматриваемой территории с характером наблюдаемых геофизических полей. При этом учитываются материалы инструментальных наблюдений за сейсмичностью, полученные сейсмическими экспедициями Академии наук Азербайджанской ССР в 1951—1962 гг. и макросейсмические данные, относящиеся к исследованиям на местах последствий разрушительных землетрясений. Материалы инструментальных исследований относятся в основном к южному склону Большого Кавказа и изложены в годовых отчетах Института геологии АН Азербайджанской ССР и совместных отчетах Кавказской экспедиции Геофиана АН СССР и сейсмической экспедиции Института физики и математики АН Азербайджанской ССР.

7. МАТЕРИАЛЫ ЗАПИСЕЙ ПРОМЫШЛЕННЫХ ВЗРЫВОВ

Результаты обработки сейсмических записей Мингечаурского взрыва, произведенного в 1947 г., изложены в работе Г. К. Твалтвадзе [99].

В данной работе изложены результаты обработки записей взрывов на Карадагском каменном карьере. Упругие волны от этих взрывов записаны региональными сейсмическими станциями, установленными на Апшеронском полуострове. Поэтому данные, полученные по обработке этих материалов, могут быть отнесены лишь к Апшерону.

8. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

При составлении региональных профильных геологических разрезов территории Азербайджанской ССР были учтены геологические профильные разрезы Э. Ш. Шихалибейли — в юго-восточной зоне Малого Кавказа, Р. Н. Абдуллаева — в северо-восточной зоне Малого Кавказа, К. Н. Паффенгольца — Малый Кавказ и Азербайджан в целом, В. В. Мамедова — междуречье Куры и Иори, Ф. С. Ахмедбейли, Ф. А. Ширинова и Р. А. Агамирзоева — в Аджинаурской зоне, К. А. Исмайлова — Прикаспийский район и Апшеронская зона, Ш. А. Азизбекова — по Нахичеванской области.

Геологические разрезы, изученные упомянутыми учеными, и геологические карты, составленные геологами Азербайджана, послужили основой для построения мезокайнозойской части региональных разрезов земной коры.

* * *

Учитывая изложенное выше, мы составили региональные геологические разрезы по всей территории Азербайджанской ССР через каждые 20—30 *км* вкрест простирания Кавказской геосинклинали.

Исходя из основного характера и задач данной работы на профильных разрезах, более дробного разделения геологических систем на ярусы и горизонты не проводилось.

Расстояния между профилями подобраны с таким расчетом, чтобы региональные аномалии силы тяжести второго порядка могли быть изображены минимум в двух смежных разрезах.

Профили послужили основой для составления схем изоглубин поверхностей домезозойского кристаллического фундамента и мантии.

ГЛАВА III

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД АЗЕРБАЙДЖАНА

Геофизические исследования, проводимые для изучения геологического строения объектов и для поисков и разведки полезных ископаемых, должны сопровождаться получением параметрических данных о физических свойствах горных пород района работ. К таким данным относятся плотность, пористость, проницаемость, магнитная восприимчивость, остаточная намагниченность, направление намагничения, текучесть, вязкость, сжимаемость, модули Пуассона и Юнга, скорости распространения сейсмических волн, акустическая жесткость, теплопроводность, электропроводность, радиоактивность и др. Некоторые из этих свойств взаимосвязаны и могут быть вычислены, если известны другие.

Для истолкования данных геофизических исследований с целью изучения глубинного строения земной коры, в первую очередь, необходимо знать плотностную характеристику, электропроводность и магнитные свойства пород, слагающих геологический разрез выбранной области, а также скорости распространения сейсмических волн в слоях и на границах разделов.

1. ПЛОТНОСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Наличие молодых слабоуплотненных осадочных толщ огромной мощности в Куринской депрессии, развитие туфогенных эффузивов осадочных пород в горном Талыше, на Малом Кавказе и на южном склоне

Большого Кавказа, широкое распространение метаморфизованных осадков мезозойского комплекса на Большом Кавказе, многочисленные выходы интрузивных тел и их излившихся аналогов на Малом Кавказе и, наконец, сложность тектоники разреза земной коры в Азербайджане— все это оставило свои отпечатки в характере изменения плотности горных пород. Достоверность построения глубинных разрезов земной коры по данным геофизических исследований в значительной степени зависит от полноты данных о плотностях. С целью интерпретации материалов гравиметрии плотностная характеристика горных пород Азербайджана изучается регулярно с 1932 г. по настоящее время. Количество образцов, подвергнутых определению, по всему Азербайджану превышает 40000. Из них около 20000 определений было сделано по керновым материалам (преимущественно по породам третичного возраста в Восточном Азербайджане).

На Малом и Большом Кавказе образцы пород для определения плотности отбирались в основном из естественных обнажений.

Рассмотрим теперь результаты изучения плотностей горных пород Азербайджана по крупным геотектоническим единицам.

Мегантиклинорий Большого Кавказа

Плотность разреза юры Большого Кавказа наиболее полно изучалась Д. Д. Мазановым и Э. А. Прозоровичем (1962 г.) в долинах рек Белоканчай и Мазымчай. Исследованию подвергнуты образцы, отобранные из естественных обнажений, от аалена до титона. Разрез юрских пород в долинах рек Мазымчай и Белоканчай представлен глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками. Пористость этих пород изменяется в небольших пределах — от 5 до 0%.

Плотность песчаников изменяется в пределах 2,63—2,71, алевролитов—2,65—2,70 (таблица 1). Среднее значение плотности пород разреза юры из 360 образцов составляет: для глинистых сланцев — 2,70, для алевролитов — 2,67, для песчаников — 2,65.

Весьма характерным является изменение плотности осадков юры с возрастом. По реке Белоканчай Э. А. Прозорович и Д. Д. Мазанов установили, что породы нижней юры имеют среднюю плотность 2,74; для средней и верхней юры, соответственно — 2,72 и 2,67 (титон).

В разрезах других речных долин южного склона Большого Кавказа плотность пород юрского возраста колеблется в пределах 2,64—2,72. Глинистые сланцы по сравнению с алевролитами и песчаниками имеют большую плотность. В разрезе юры преобладают глинистые сланцы (около 90%). Известняки, мергели, глины и мощные песчанные разности пород слагают верхнюю часть разреза юры и мела.

Плотности эффузивных пород средней юры и мела изменяются в широких пределах — от 2,30 до 2,70.

Плотности пород Белоканского рудного поля в сопоставлении с другими параметрами даются в таблице 8.

Плотности пород, слагающих разрез северного склона Большого Кавказа в Прикаспийско-Кубинской зоне, изучались по кернам. Здесь наибольший интерес представляют данные, полученные по разрезам скважин — Ситалчайской, Кешчайской, Нардаран-Сааданской, Яламинской и других.

Исследования показывают, что плотность меловых и юрских отложений Прикаспийско-Кубинской зоны по сравнению с таковой южного склона Большого Кавказа заметно ниже.

Плотность мезозойских пород уменьшается с севера на юг от 2,50

Таблица 1

Плотность осадочных пород юры южного склона Большого Кавказа

Обнажения	Глинистые сланцы			Алевролиты			Песчаники			Возраст
	пределы	средняя	число образцов	пределы	средняя	число образцов	пределы	средняя	число образцов	
Белоканчай	2,50—2,82	2,72	164	2,66—2,76	2,69	12	2,57—2,76	2,71	22	Тоар-бат, титон, валанжин
Курмухчай	2,59—2,71	2,68	15	—	2,70	1	2,66—2,72	2,70	7	Аален-байос, титон
Кешчай	2,62—2,75	2,65	13	—	—	—	2,54—2,66	2,59	8	Аален-байос
Гамзаличай	2,53—2,71	2,66	24	2,53—2,71	2,65	11	—	2,50	1	То же
Дамирапаранчай	2,58—2,75	2,67	18	2,62—2,71	2,67	12	2,53—2,70	2,65	12	Аален-байос, титон
Вандамчай	2,54—2,70	2,64	20	2,62—2,69	2,65	9	2,54—2,67	2,63	7	Аален-байос
Среднее	2,50—2,82	2,66	254	2,53—2,76	2,67	45	2,53—2,76	2,62	57	—
Средние по долине реки Белоканчай	2,58—2,81	2,74	72							Нижняя юра
Средние по долине реки Мазынчай	2,65—2,82	2,72	72							Средняя юра
о же	2,59—2,76	2,67	20							Титон и валанжин

в районе Яламы до 2,32 в районе Саадан-Амирханлы, в то время как плотность третичных пород увеличивается в том же направлении от 2,23 в районе Яламы до 2,30 в Кайнарджинском районе.

Данные о плотности пород северного склона Большого Кавказа включены в таблицу 2.

Куринский межгорный прогиб

Малая плотность третичных пород и огромная их мощность создают интенсивный отрицательный гравитационный эффект. Поэтому от правильного представления о плотности слоев третичных пород и о характере уплотнения осадков на значительных глубинах зависит успех интерпретации гравиметрических и сейсмических данных.

Куринский межгорный прогиб (мегасинклинорий) заполнен осадками третичного и четвертичного возраста. В восточной части этой геоструктуры, именуемой Нижне-Куринской депрессией, мощность кайнозойских осадков достигает 10 *км*. Мезозойские породы под плащом третичных отложений вскрыты в основном только по бортам мегасинклинория в Кировабадской области и Кобыстане.

Количество определений плотностей по всей геоструктуре превышает 20000. Подавляющее большинство определений относится к породам третичного возраста, образцы которых брались из кернового материала. Данные по определению плотностей осадочных пород по Нижне-Куринской, Апшеронской и Кобыстанской областям приводятся в таблице 2; по Кировабадской зоне — в таблице 3; по междуречью Куры и Иори — в таблице 4.

Интерес представляет изучение характера изменения плотности глин с глубиной, а также в связи с их усадкой. Как известно, более 80% разреза третичных слоев состоит из глин. Естественно, что основным региональным аномалиобразующим фактором в Куринском прогибе будет дефект масс, вызванный малой плотностью глин. Изучением изменения плотности глинистых пород Азербайджана в сопоставлении с особенностями геологического строения с глубиной их погружения и усадкой занимался Э. А. Прозорович [85, 86, 87, 88].

В статье [37] делается попытка по данным скоростей распространения сейсмических волн провести корреляцию кривой плотностной характеристики пород третичного возраста на глубины, не достигнутые в настоящее время бурением. В этой статье изложены также результаты пересчета плотности глинистых пород Азербайджана с учетом пористости и усадки.

Не останавливаясь на подробном анализе этих работ, приведем лишь результаты исследований, касающихся Куринского межгорного прогиба.

На глубине около 4 *км* плотность глин продуктивной толщи в Падарской скважине (северный борт прогиба) равна 2,60; на Апшероне и в Кобыстане эта же толща примерно на таких же глубинах имеет плотность 2,54—2,55. При поверхностном залегании продуктивной толщи плотность ее образцов равна 2,20—2,30. Породы верхнего плиоцена имеют плотность 2,00—2,25. Высокая их плотность связана с большой глубиной залегания. Средняя плотность 3-*км* толщи третичных пород составляет 2,23.

Экстраполяция плотностной характеристики третичных пород Нижне-Куринской депрессии на глубины, исходя из параллельности кривых изменений средней плотности и средней скорости сейсмических волн, позволяет установить, что плотность осадков на глубине 6000 *м* равна 2,65 (рис. 5 и 6). На большей глубине, по всей вероятности, разница

Таблица 2

Плотность глинистых пород депрессионных зон Восточного Азербайджана с поправкой на пористость и усадку образцов

Возраст	Прикаспийско-Кубинский район						Апшеронский полуостров							Кобыстан						Нижне-Куринский район			
	Ялама	Саадан-Амирханлы	Нардаран-Саадан	Советабад	Ситалчай	Атачай, Алтыагач, Сарыдашчай	Агбурун-Юнус-даг	Бинагады	Фатьмаи	Бибиэйбат	Балаханы-Сабунчи	Карачухур-Зых	Бина-Гоусаны	Хильмили	Астраханка	Ченлдаг	Сунди	Дурандаг	Карадаг	Палар	Сарыджаляр	Дайкенд	Бабазанан
Антропоген	2,00																				2,09	2,05	2,00
Апшеронский ярус	2,12									2,10	2,09					2,20	2,16	2,18		2,25	2,22	2 28	2,03
Акчагыльский ярус	2,18										2,11					2,11	2,10			2,45	2 32	2,38	2,23
Продуктивная толща	2,25	2,25		2,37				2,33		2,28	2,25	2,43	2,54			2,24	2,16	2,29	2,55	2,60	2,30		2,34
Понтический ярус	2,27	2,25		2,33				2,29			2,31					2,28							
Сарматский ярус		2,30							2,18							2 22	2,06	2,13					
Караганский горизонт	2,23										2,20												
Чокракский горизонт	2,23	2,40		2,18	2,16				2,10		2,20					2,24	2,16						
Майкопская свита	2,29	2,23	2,27	2 21	2,20		2,26		2,10		2,32					2,20	2,23	2,15					
Фораминиферовые слои	2,35	2	2,36	2.20	2,23		2,23		2,34							2,38							
Сумгаитская свита	2,53		2,33	2,28	2,30		2,34																
Верхний мел	2,64	2,47	2,53	2,35	2,45	2,50	2,47							2,45	2,40								
Нижний мел	2,57	2,47	2,47	2,33	2,37	2,35																	
Юра						2,56									2,33								
Средняя плотность третичных пород	2,24	2,30	2,29	2,25	2,20		2,27	2,33								2,23	2,13						
Разность плотности между третичным комплексом и верхним мелом	0,38	0,19	0,20	0,10	0,25		0,20																
Глубина исследования третичной системы	2350	2150	600	700	1700		600	1300	1400	2000	2450	3400	4350	1100	1120		500	500	3400	3900	2850	3000	500

Таблица 3

Средняя плотность глин Кировабадской области без поправки на усадку

(по Э. А. Прозоровичу)

Возраст	Казахский прогиб, опорная скважина Казахмамедтапа	Нафталанская зона					Юго-восточная зона Кировабадской области								
		Аджидере	Мирбашир	Казанбулаг	Дальмамедлы	Нафталан	Гюллюджа	Башкарвенд Хачинчай	Агджабеды	Жлановский структурный выступ	Барда	Ширванлы	Далляр	Алиушагы	Сабирканд
Апшеронский ярус											1,91				
Акчагыльский ярус		1,61		1,73	1,82		1,85	1,74	1,83	1,83	2,02	1,87			
Сарматский ярус											2,19	2,11			
Майкопская свита	1,95	2,18	2,13	2,18	2,13	2,24	2,04	2,13	1,92	1,89					
Фораминиферовые слои		2,19		2,21					2,02	1,94					
Верхний мел								1,95					2,0	2,03	1,97

Таблица 4

Плотность глинистых пород в разрезах антиклиналей междуречья Куры и Иори без поправки на усадку

(по Э. А. Прозоровичу)

Возраст	Палантекян		Ахтарматапа		Гюрзундаг	Молладаг	Кюрюккейлан	
	южное крыло	северное крыло	южное крыло	северное крыло	северное крыло	СЗ перикланали	южное крыло	северное крыло
Континентальная толща	1,90		2,12				2,05	
Апшеронский ярус	1,95						2,03	
Акчагыльский ярус	2,01	1,92	1,99		1,89	1,86	1,98	1,92
Сарматский ярус: Верхний					2,09	2,06		2,03
Сарматский ярус: Средний				2,17		2,15		
Сарматский ярус: Нижний		2,22				2,11		
Средний миоцен						2,08		

между плотностями третичных и подстилающих пород стирается и устанавливается относительная устойчивость их в пределах 2,65—2,67.

Данные по изучению плотности горных пород азербайджанской части Малого Кавказа, накопленные по 1961 г. включительно, были обобщены Б. Э. Хесиным. Количество проанализированных им определений составляет 6500 (таблица 5).

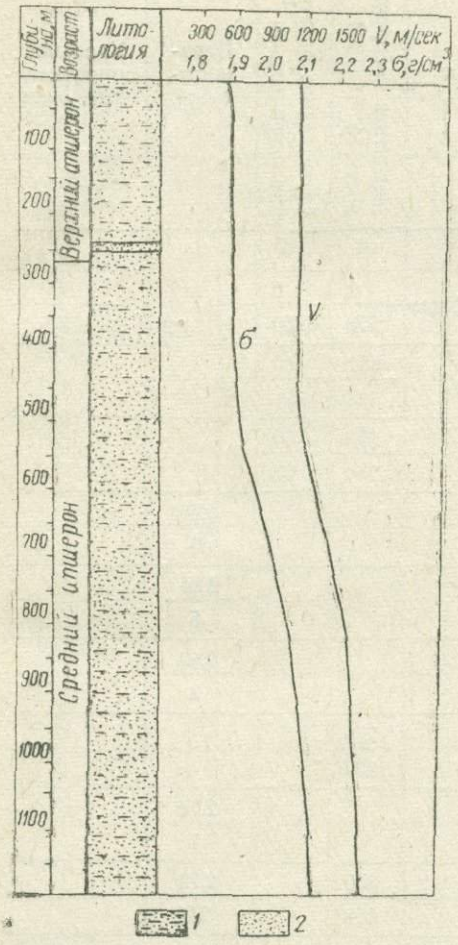


Рис. 5. Сопоставление кривых скоростей звуковой волны с плотностью пород в разрезе Калмасской скважины по материалам АзНИИ ДН:
1 — глинистый песчаник; *2* — песок.

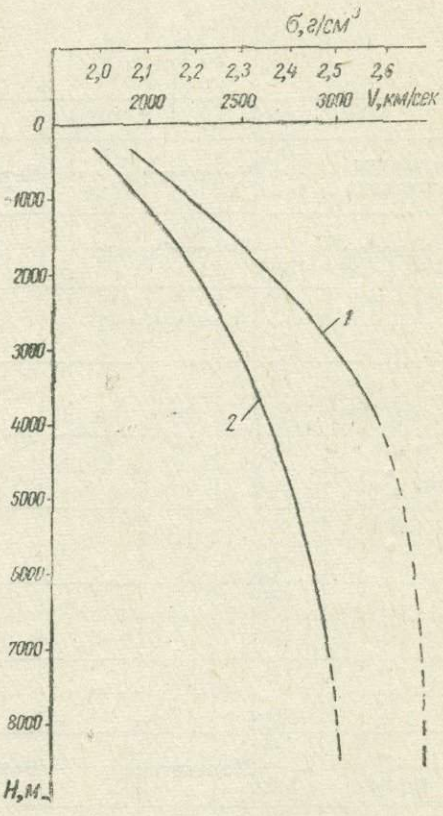


Рис. 6. Сопоставление кривых изменения с глубиной средних скоростей сейсмических волн (*2*) и средних плотностей осадочных пород (*1*) Нижне-Куринской депрессии.

Мегантиклинорий Малого Кавказа

В 1962 г. в лаборатории геофизики Института геологии было произведено 1200 определений плотности по образцам, отобранным на Малом Кавказе из естественных обнажений, и по кернам, предоставленным в наше распоряжение Р. Н. Абдуллаевым, Г. Б. Керимовым, Т. Г. Гаджиевым, А. Г. Мамедалиевым, Э. Ш. Шихалибейли (таблица 6).

В геологическом разрезе Малого Кавказа к наиболее древним породам, плотность которых определена достаточно точно по керновому материалу, относятся отложения девонского возраста Нахичеванской

Таблица

Физические свойства горных пород Малого Кавказа
(по Б. Э. Хесину)

Породы	Район взятия образца	Возраст	Магнитная восприимчивость, 10^{-6} CGSM	Естественная остаточная намагниченность 10^{-6} CGSM	Плотность, $г/см^3$	Удельное сопротивление, *омм*
1	2	3	4	5	6	7
Песчаники Известняки	Кедабекский	Верхний мел	0 250	0 250		1800 97
Порфириты	Кировабадский	Юра	580 11	150 3		
»	Дашкесанский	»	250 230	50 38		
»	»	»			2,68 46	
»	»	»			2,81 5	
»	»	»			2,64 3	
»	»	»	270 222			
»	»	»			2,70 1	
»	Ханларский	Верхний мел	800 288		2,72 241	
»	»	Юра	1160 172	457 162	2,62 153	
»	»	Верхний мел	1438 701	1783 701	2,76 478	
»	Кировабадский	Юра	1740 167	3150 35		
»	Ханларский	»	4000 25		2,82 1	$17{,}6 \cdot 10^5$ 1
»	Дашкесанский	»	550 362	150 83	2,79 9	$9{,}6 \cdot 10^5$ 5
»	»	»			2,70 15	

Примечание. Количество образцов указано в знаменателе.

1	2	3	4	5	6	7
Порфириты	Дашкесанский	Юра			2,41 61	
»	»	»			2 62 7	
»	Кедабекское рудное поле	»			2,76 2	100·10⁵ 1
Порфирит измененный	Дашкесанский	»			2,36 20	
Бескварцевые порфириты	Мардакертский	»	350 211	450 211		
Порфириты	»	»	2500 183		2,80 183	
Кварцевые порфириты	»	»	2250 50	500 50		
То же	Кедабекское рудное поле	»	50 174		2,60 182	250 124·10⁵ 170 2
» »	Ханларский	»			2,69 1	
» »	Дашкесанский	»	520 67	100 26	2,60 16	250 133·10⁵ 5 1
Диабазовые порфириты	»	»			2,70 4	63,3·10⁵ 3
То же	»	»			2,57 25	
» »	»	»			2,58 9	
» »	»	»			2,68 8	
Диабазы	»	»			2,70 9	3,6·10⁵ 4
»	»	»			2,72 26	
»	»	»			2,71 7	
Долериты	Кировабадский	»	2708 98	3000 15		
Туфы окварцованные	Кедабекское рудное поле	»	120 53			
Кварцевые сиенит-диориты и кварцевые диорит-сиениты	Кедабекский	»	500 60	170 60		450 62

Продолжение таблицы 5

1	2	3	4	5	6	7
Гранодиориты	Дашкесанский	Юра	600 407			
»	»	»			2,65 8	
»	»	»			2,50 19	
»	»	»			2,61 33	
»	Ханларский	»	1313 116	312 116	2,70 74	
Кварцевые диориты	Дашкесанский	»	650 62	150 62		
Диориты	»	»	1000 40		2,80 2	$10 \cdot 10^5$ 1
»	Кедабекское рудное поле	»	350 54		2,75 36	550 121
Габбро	Дашкесанский	»	3000 16	1700 3	2,97 1	
Габброиды	»	»	3500 144	1200 20		
»	Кедабекский	»	2000 100	400 100		850 16
Вторичные кварциты	Кедабекское рудное поле	»	55 135		2,60 141	370 $2380 \cdot 10^5$ 222 1
Кварцит пиритизированный	То же	»			2,76 1	$22940 \cdot 10^5$ 1
То же	Ханларский	»			2,73 1	$23400 \cdot 10^5$ 1
Роговики	Кедабекское рудное поле	»	520 5		2,80 6	
»	Дашкесанский	»	130 32	0 10		
Мрамор	»	»			2,65 8	
»	»	»			3,18 8	
Туфобрекчии	»	»	400 46		2,65 20	
»	»	»			2,64 36	

1	2	3	4	5	6	7
Туфобрекчии	Дашкесанский	Юра			2,60 64	
»	Ханларский	Верхний мел	1901 32	1890 32	2,54 14	
Туфопесчаники	Дашкесанский	Юра	600 191		2,69 4	
»	Ханларский	Верхний мел	900 159			
»	Дашкесанский	Юра			2,67 49	
»	Участок Дашкесан-кобальт	—			2,73 17	
»	Дашкесанский	—			2,66 177	
»	Мардакертский		230 54	400 64		
»	Кедабекское рудное поле	Юра	55 39			
Туфопесчаники и туфы	Кедабекский	Верхний мел	250 74	150 74		100 74
Туфогенные породы	Кедабекское рудное поле	Юра	250 117		2,59 2	680 $39 \cdot 10^5$ 133 2
Туфы	Ханларский	Верхний мел	1600 119		2,71 72	
»	»	Юра	730 68	180 63	2,59 54	
Туфопорфириты	»	»	1543 198	1984 108	2,66 84	
Туфы	Дашкесанский	»			2,34 7	
»	»	»			2,74 16	
»	Кедабекское рудное поле	»	250 117		2,67 326	680 133
Сильно скарнированные туфы	Дашкесанский	»			2,99 8	
Эпидотовые скарны	»	»			2,93 2	$0{,}035 \cdot 10^5$ 1
Эпидотгранатовые скарны	»	»			3,09 15	

Продолжение таблицы 5

1	2	3	4	5	6	7
Гранатовые скарны	Дашкесанский	Юра			3,40 13	
Магнетито-гранатовые скарны	»	»			3,81 8	
Магнетитовые скарны	»	»			3,47 10	
Везувиановые скарны	Кедабекское рудное поле	»	420 7		2,80 9	
Магнетитовая руда	Дашкесанский	»	85000 121	20000 31	4,20 26	$\frac{0{,}0058 \cdot 10^5}{1}$
Магнетит	Ново-Ивановское проявление	»	35000 10	10000 10		
Колчедано-йодно-цинковые руды	Кедабекское рудное поле	»			4,20 8	4·5 9
Гематитовые руды	То же	»			4,00 2	
Магнетит-халькозиновые руды	Мардакертский	»	106000 4	2520 4		
Магнетит-хлоритовые руды	»	»	9450 55	2400 55		
Элювиально-делювиальные образования	Цакури	Четвертичн.				81 3
Песчаник	Халафлю	Верхний мел (сантон)	110	289 99		
»	Цакури	Нижний мел	Немагнитен			435 19
Аргиллиты	Саркисашен	» »	Немагнитен		2,57 9	
Песчаник	Цакури	Верхняя юра	»		2,57 14	85 3
Брекчия	Халафлю	Верхний мел (сантон)	174	65 26		
Известняк	Цакури	Верхняя юра (титон)	Немагнитен		2,67 118	1265 29
Известняк из зоны дробления	»	То же	»		2,68 94	
Глиноподобная масса из зоны дробления	»	» »	»			260 14

Продолжение таблицы 5

1	2	3	4	5	6	7
Известняк	Саркисашен	Верхняя юра (титон)	Немагнитен		2,66 135	1439 166
»	Цакури	Нижний мел (альб)			2,66 82	830 17
Порфириты	Хачинчай	Средняя юра (бат)	2500 183		2,80 183	
»	Халафлю	Верхний мел (сантон)	475	463		
»	Саркисашен	Средняя юра (бат)	687 179	752 186	2,78 94	717 78
»	Чартар	Верхний мел (сантон)	3000 18		2,70 18	
Андезито-базальты	Саркисашен	Нижний мел	2470 26	1471 21	2,84 30	960 5
Миндельштейновые диабазы	Чартар		1500 25			
Туфы	Халафлю	Верхний мел (сантон)	352	351 210		
Туфобрекчии	Цакури					502 8
Диоритовые порфириты	»	Нижний миоцен, верхний эоцен	600 24	194 24	2,62 41	202 8
Габбродиориты	»	То же	965 33	1830 36	2,76 50	
Габбро	Кабагляр	» »	530	360		
Магнетит	Халафлю	» »	14810	1125		
Яшмовидные аргиллиты	Лачинский	Нижний сенон	115 64	25 64		
Аргиллиты	Шальва-Лачинский	Верхний мел (сантон)	140 13	200 13		
Травертины	Далидаг	Четвертичные	0 6	0 10	2,43 6	850 8
Известняки	Лачинский		0 34	0 34		

1	2	3	4	5	6	7
Известняки	Конур	Верхняя юра (титон)	910 10	80 14		3780 14
»	Гейдара	То же	0 12	0 12		
»	Конур	» »	0 2			
Липариты	Далидаг	Верхний мел (сантон)	0 13	0 13	2,53 10	550 8
Порфириты	Гейдара	То же	8 6	4 6	2,68 7	360 4
»	Конур	» »	1370 39 13 20	840 39 49 20		1315 20
Порфириты	Кизляр	Верхний мел (сантон)	320 3	320 3	2,48 12	
»	Шальва-Лачинский	То же	600 37	2800 37		
»	Лачинский	Верхний мел (нижний сенон)	1282 37	218 37		
Андезиты	»	Средний эоцен	4611 13	499 19		
»	Кизляр	Верхний эоцен-олигоцен	2500 6	760 5	2,44 16	300 6
Плагиоклазовые андезиты	»		200 2	544 3		710 2
Андезито-базальты	Шальва-Лачинский		1500 45	7000 45		
Базальты	Далидаг	Четвертичный	834 11	1659 15	2,62 9	1150 12
Туфы	Лачинский	Нижний сенон	568 41	148 41		
туфобрекчии Туфопесчаники	Шальва-Лачинский		600 100	300 100		
Туфобрекчии и туфоконгломераты	Зод	Сантон	860 8	40 8		325 40
Туфобрекчии и туфоконгломераты	Геллярский	»	439 5	1320 5		

1	2	3	4	5	6	7
Туфобрекчии	Кизляр	Сантон	518 2	3124 1 4313 1		214 2
Туфогравелиты	Тутхун	Средний эоцен		0		
Порфириты даечные	Шальва-Лачинский		2800 35	2800 37		
Андезитовые порфириты	Кизляр	Верхний эоцен-олигоцен	303 12	218 2		625 12
Диорит-порфириты	Конур	Эоцен	2170 9			400
Гранитоиды	Далидаг	Третичный	148 126	53 123	2,53 107	600 86
Диориты	Шальва-Лачинский	»	980 42	400 42		
»	Далидаг	»	0 5	0 5		
»	Лачинский	Послесреднийэоцен	91 14	33 14		
Гранодиориты	Тутхун	Третичный	200 77	269 5 184 74		710 58
»	Шальва-Лачинский	»	800 111	340 111		
Диабазовые порфириты	Лачинский		2358 18	268 18		
Габбролейкократовые	Зод	Кампан-маастрихт	0 6	0 6	То же	
Габбродиабазы	»	То же		2220 23		
Габбро	»	Докампанский	1770 39	430 38		1000 35
»	Гейдара	Кампан-маастрихт	300 13	90 13		
»	»	Верхний мел	280 73	440 70	2,81 17	1240 58

1	2	3	4	5	6	7
Габброиды	Кизляр	Верхний мел	1417	872 13 568 29	2,70 115	755 25
»	Тутхун	Третичный	915 14	80 11		485 10
Гипербазиты	Кизляр	Верхний мел	1487 50	833 13 1079 42	2,61 88	760 32
»	Гейдара	» »	1925 39	1200 36	2,68 7	600 34
»	Конур, Зод	Докампанский	1570 32	630 31		700 25
»	Конур	То же	300 79	2360 79		
Пироксениты	Ипяк	» »	1660 13	330 13		
Сланцы	Кизляр	Сантон	0 2	0 2		
»	Гейдара	»	40 23	3 23		735 18
Аргиллитоподобные сланцы	Конур	»	510 27			140 2
Глинистые сланцы	»	Эоцен				60 12
Роговики	Тутхун	Сеноман	780	347 5 292 36		740 30
Вторичные кварциты	»		0 9	0 9		820 8
Березиты	»		0 8	0 8		450 6
Окварцованные габбро	Гейдара		147 24	74 24		
Серпентинит	Конур Гейдара		3500 2	5120 2		76 20
»	Ипяк		2500 12	910 12		

1	2	3	4	5	6	7
Серпентинит	Шальва-Лачинский		1300 51	580 51		
Серпентинизированный дунит	Ипяк		790 20	600 12		
Кварц-карбонатные породы	Кизляр	Третичный	29 20	195 2 25 20	2,73 63	290 6
Лиственитты	Гейдара	»	150 2	170 2		420 2
Кварц-карбонатные породы (лиственитты)			98 72	90 72		180 127
Лиственит (гидротермально-измен. *порода*)			1020 12	90 14		150 113
Лиственитты	Лачинский		138 15	47 15		
Кварц-молибденовые жильные образования	Тутхун	Третичный	0 2	0 2		
Хромит			52			
Хромитовая руда	Гейдара		500 32			525 12
Хромитовая руда	Шальва-Лачинский		1200 42	5100 42		
» »	Ипяк		500 12	2080 12		
» »	»				3,44 3,81	
Элювий, делювий						270 5
Известняки	Гюмушлуг	Верхний девон	Немагнитен		2,68 369	1443 29
»	»	Нижний девон	»		2,67 700	1720 90
»		Карбон	»		2,68 57	1810 9
»	Вежиали	Баррем	0 53	0 53	2,68 175	1300 17

1	2	3	4	5	6	7
Известняки	Джульфа		0 28	0 28		
Туфопорфириты	Вежиали	Киммеридж	104 452		2,64 452	982 52
Туфоконгломераты	Джульфа		0 10	0 10		
Туфобрекчии	»		0 5	0 5		
Дайки порфиритов	Вежиали		1485 3	785 3	2,65 29	180 9
Диабазовые порфириты	»		1910 105	2610 105	2,71 209	987 36
Андезито-дациты	Джульфа		1100 206	1050 206		
Гранодиориты	Вежиали		1022 30	442 30	2,68 27	1530 3
Диориты и кварцевые диориты	Джульфа		3800 86	3700 86		
Скарнированные породы			0 20	0 20		

области. Здесь по скважине № 1 было отобрано 176 образцов девонских пород. В разрезе скважины преобладают известняки, песчаники, аргиллиты, сланцы. Известняки в разной степени песчанисты и уплотнены. В связи с этим плотность их меняется в довольно широких пределах — 2,50—2,75. Подавляющее большинство образцов имеет плотность в пределах 2,67—2,70. Песчаники, аргиллиты имеют более высокую плотность — 2,71—2,80. Другие разности осадочных пород девонского возраста имеют подчиненное распространение. Изменение их плотности в связи с этим не оказывает существенного влияния на возникновение региональных гравитационных аномалий.

Отложения карбона, перми и триаса представлены известняками и мергелями и встречаются в Нахичеванской области. Из-за ограниченности распространения пород этого возраста, по-видимому, их роль в качестве аномалиобразующего фактора в Азербайджане незначительна. Плотности верхнепалеозойских пород Нахичеванской области, судя по незначительному количеству определений, колеблются в пределах 2,50—2,72.

Весьма сложную плотностную характеристику имеют породы мезозойского и третичного комплексов Малого Кавказа. На севере азербайджанской части Малого Кавказа развита вулканогенная толща аалена, а на юге, в Нахичеванской области, отложения этого возраста представлены известняками, песками и глинами. Плотность известняков 2,55—2,70, глин — 2,40—2,55. Плотности вулканогенных пород меняются в широких пределах.

Плотность магматических пород азербайджанской части Малого Кавказа

Породы	Количество образцов	Пределы изменения плотности	Пределы изменения плотности для большинства образцов	Среднее значение плотности для большинства образцов
Габбро	12	2,84—3,03	2,86—3,03	2,95
Диабаз	4	2,66—2,77	2,66—2,77	2,72
Габбродиорит	12	2,64—2,85	2,73—2,85	2,79
Базальты	10	2,72—2,83	2,77—2,83	2,80
Туфы	7	2,32—2,80	2,50—2,80	2,65
Туфоконгломераты	3	2,56—2,74	2,56—2,74	2,67
Туфобрекчии	15	2,50—2,95	2,67—2,80	2,75
Туфопесчаник	12	2,69—2,96	2,69—2,90	2,80
Туфокварцпорфирит	7	2,44—2,89	2,56—2,63	2,59
Порфириты	59	2,56—3,13	2,60—2,97	2,78
Кварцевый	25	2,48—2,87	2,56—2,80	2,70
Диабазовый	10	2,68—2,84	2,84	2,84
Диоритовый	8	2,59—2,90	2,65—2,85	2,75
Плагиогранитный порфирит	6	2,48—2,63	2,60—2,63	2,62
Габбропорфирит	7	2,75—2,88	2,75—2,88	2,81
Полевошпатовый порфирит	15	2,61—2,80	2,61—2,75	2,67
Роговик	22	2,66—3,20	2,66—2,93	2,80
Диорит	10	2,61—2,93	2,61—2,90	2,75
Гранодиорит	36	2,50—2,88	2,58—2,87	2,68
Гранит	8	2,56—2,95	2,56—2,85	2,71
Кварцевый диорит	58	2,40—2,90	2,64—2,86	2,75
Кварциты	48	2,43—3,01	2,60—2,70	2,65
Пегматит	6	2,45—2,61	2,51—2,60	2,55
Аплит	5	2,42—2,58	2,55—2,56	2,56
Сиенит	15	2,48—2,65	2,58—2,63	2,60
Липарит	10	2,50—2,56	2,55—2,58	2,56

Разновидности эффузивных пород и туфогенных осадков составляют около 80% разреза мезокайнозоя Малого Кавказа. Поэтому плотности этих пород должны представлять наибольший интерес, так как одним из аномалиобразующих факторов на Малом Кавказе следует считать огромную мощность порфиритов и туфобрекчий юрского возраста, дефекты и избытки масс в них.

Анализ плотностей вулканогенных пород показывает, что независимо от возраста, глубины залегания и геологической структуры все образцы отличаются по плотности в основном в связи с изменением их петрографического состава, структуры и степени выветренности. Плотность изменяется от 2,42 до 2,95; туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники имеют плотность от 2,30 до 2,67; плотность известняков меняется в пределах 2,55—2,70; песчаников — от 2,18 до 2,68. Однако большинство образцов порфиритов имеет плотность в пределах 2,67—2,75. Определение плотностей магматических тел показывает, что интрузии гранитов, гранодиоритов и другие разности кислых пород характеризуются плотностями 2,65—2,78.

Для подавляющего большинства образцов получены величины в пределах 2,71—2,76. По-видимому, плотность гранитного слоя, состоящего, как представляется автору, из сложного агрегата метаморфиче-

ских и изверженных пород различного петрографического состава, на глубинных разрезах земной коры в среднем не будет меньше 2,75.

Группа интрузивных тел основного состава, развитых на Малом Кавказе — габбро, диабазы, габбродиорит, габбронорит, базальты из даек, габбродиабазы, пироксеновые и роговообманковые породы и др.,— характеризуется повышенной плотностью. Невыветренные образцы этих пород в зависимости от структуры и петрографического состава имеют плотность 2,75—3,10. Относительно заниженными значениями плотностей характеризуются гранодиоритовые и сиенитовые интрузивные тела, аплиты и пегматиты — 2,42—2,70 (см. таблицу 6).

В таблице 5 приводятся данные о плотности пород и руд полезных ископаемых. Материалы определений четырех физических параметров даются по районам, по возрастам и по исследованным породам с указанием средней величины каждого параметра при определенном количестве измерений.

Сопоставление плотностей кислых и основных интрузивных тел показывает, что провести резкую плотностную границу между этими породами невозможно, так же как невозможно провести точную границу между кислыми и основными породами. Непрерывность перехода одного ряда интрузивных тел в другой сопровождается непрерывным нарастанием или уменьшением плотностей. Отсюда следует, что петрографический состав пород слоев земной коры на больших глубинах изменяется постепенно. Это заключение подтверждается и тем, что на поверхности Малого Кавказа мы наблюдаем интрузивные тела и их излившиеся аналоги как кислых, так и основных магматических образований, хотя известно, что среди интрузивных образований преобладают кислые, а среди эффузивных — средние и основные разности магматических пород.

Южнокаспийская впадина

На поверхности дна Каспийского моря и на обрамляющей его суше развиты лишь осадочные породы верхнетретичного и четвертичного комплексов. Плотности этих пород изучались по образцам, отобранным из кернового материала скважин крелиусного бурения на Бакинском и Апшеронском архипелагах.

На банке Апшеронской изучены плотности пород майкопской свиты, диатомовых слоев и продуктивной толщи. Плотности верхней части продуктивной толщи, отложений апшеронского и акчагыльского ярусов и четвертичных слоев исследованы по образцам из кернового материала, отобранным из структур Бакинского архипелага. Число образцов, изученных в Южнокаспийской депрессии, составляет около 1200. Максимальная глубина отбора образцов — 1167 *м* (на структуре банки Головачева) и относится к верхам продуктивной толщи. По данным Э. А. Прозоровича (1960 г.), плотности глин на разрезах этой области изменяются в пределах: майкопской свиты — 1,86—2,11; диатомовой свиты — 1,84—2,10; продуктивной толщи — 1,73—2,30; апшеронского яруса — 1,64—2,22; акчагыльского яруса — 1,67—1,97; четвертичных слоев — 1,70—2,11. Плотности грязевулканических брекчий изменяются в пределах 1,90—2,19; песчаников — 2,04—2,53; мергелей — 2,06—2,60. На глубине 1167 *м* плотность глин составляет 2,25.

2. МАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Исследование магнитной восприимчивости в Азербайджане впервые было проведено К. П. Козиным [54] в 1929 г. Его определения были сде-

Таблица 7

Магнитная характеристика отложений продуктивной толщи Азербайджана
(по Т. А. Исманл-заде)

Возраст	Истинная мощность	Естественная остаточная намагниченность, 10^{-6}CGSM		Магнитная восприимчивость, 10^{-6}CGSM	
		предел изменения и количество образцов	среднее значение	предел изменения и количество образцов	среднее значение
1	2	3	4	5	6
Район Аташкя (Апшеронская область)					
Сураханская свита	359	1—127 / 160	29,7	10—168 / 168	52
Сабунчинская свита	93	1—69 / 40	15,9	11—172 / 38	47
Район Шабандаг (Апшеронская область)					
То же	158	0,49—8,50 / 32	2,29	6,1—16,8 / 32	13,7
Балаханская свита	295	0,32—8,26 / 60	1,94	6,6—17,5 / 62	13,2
Свита «перерыва»	15	0,51—3,36 / 8	1,38	12,3—23 / 8	16,4
Район Зигильпири (Апшеронская область)					
Балаханская свита	120	0,23—1,16 / 46	0,71	7,1—14,6 / 43	11,5
Свита «перерыва»	61	0,14—4,76 / 6	1,89	10,0—16,6 / 6	12,8
НКГ	43	1,49—2,84 / 5	1,84	10,6—13,1 / 5	12,1
НКП	39	0,21—1,14 / 5	0,55	10—12,1 / 6	10,7
КС	121	0,21—2,84 / 86	0,79	4—27 / 93	12,6
Район Кейрики (Апшеронская область)					
Сабунчинская свита	23	0,17—2,88 / 6	1,24	12,3—17,8 / 12	14,1
Балаханская свита	163	0,25—8,54 / 44	2,7	11—17,6 / 72	14,4
Свита «перерыва»	121	0,17—3,26 / 12	1,09	12—20,2 / 26	15,7
НКГ	28	0,34 / 1	—	14—16,8 / 4	15,4

Окончание таблицы 7

1	2	3	4	5	6
НКП	51	0,22—35 / 24	2,58	11,2—35,4 / 46	17,6
КС	203	0,16—17,67 / 112	1,14	5,3—28,4 / 132	12,33
Район Бабазанан (Нижне-Куринская область)					
Акчагыл	66	0,3—2,3 / 18	1,2	13,9—21 / 18	17,6
Продуктивная толща (верхний отдел)					
I горизонт	77	3,3—286,3 / 23	70,2	19,4—133,7 / 23	65,4
II горизонт	299	1,3—253,2 / 68	70,8	38,4—243 / 68	88,8
III горизонт	196	8,7—179,1 / 43	83,8	37,7—151 / 43	71,8
Продуктивная толща (верхний отдел)					
I горизонт (обратнонамагниченный)	75	5,2—124,9 / 9	37,2	31,4—104 / 9	48,5
II горизонт (прямонамагниченный)	257	2—372,7 / 34	65,8	20,5—654 / 34	98,6

ланы с целью корреляции разрезов скважин по средним значениям магнитной восприимчивости образцов, отобранных из кернового материала Нефтечалинского нефтяного месторождения.

В 1934 г. магнитная восприимчивость образцов плиоцена из нефтяных месторождений Азербайджана была исследована. М. Пейсиком и Л. Гербенко [84]. Сводные данные по магнитным параметрам осадочных пород Азербайджана представлены в тематических отчетах Э. А. Прозоровича и А. О. Мартиросовой (1953—1954 гг.).

В 1961 г. в лаборатории геофизики Института геологии АН Азерб. ССР было начато детальное изучение магнитных параметров горных пород Азербайджана. Оно проводилось для палеомагнитной корреляции «немых» слоев продуктивной толщи Азербайджана и эффузивно-осадочного мезозойского комплекса Малого Кавказа, а также для установления взаимосвязи между магнитными параметрами и вещественным составом горных пород. Эти определения очень детальны и кроме магнитной восприимчивости дают сведения об остаточной намагниченности.

В структуре Аташкя разрез сураханской свиты продуктивной толщи изучен по непрерывно отбираемым образцам в разрезе толщиной 454 *м*.

Магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность продуктивной толщи Апшеронской области изучены также в районах Шабандага (сабунчинская свита на 112 *м*, балаханская на 60 *м*, свита «перерыва» на 10 *м*), Зигильпири (КС на 130 *м*, НКП на 35 *м*, НКГ на 40 *м*, свита «перерыва» на 85 *м*, балаханская свита на 100 *м*), Кейрики (КС на 137 *м*, НКП на 63 *м*, НКГ на 20 *м*, свита «перерыва» на 115 *м*, балаханская свита на 120 *м*, сабунчинская свита на 10 *м*).

Результаты определения остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости по образцам из пород Малого Кавказа, выполненного в 1961—1962 гг. Т. А. Исмаил-заде, включены Б. Э. Хесиным в таблицу 5. Непрерывный геомагнитный разрез осадочных пород депрессионных областей Азербайджана по отдельным антиклинальным структурам дается в таблице 7.

Изучение мезозойского разреза на Большом Кавказе было проведено по образцам, отобранным из Белоканского рудного района (таблица 8).

Таблица 8

Физические свойства пород и руд Белоканского рудного района
(по Б. Э. Хесину))

Породы	Магнитная восприимчивость, 10^{-6}CGSM	Естественная намагниченность, 10^{-6}CGSM	Плотность, $г/см^3$	Удельное сопротивление, *омм*
Глинистые и песчанистые сланцы	0 / 120			1000 / 33
Сланцы (участок Карабчай)	0 / 252		2,74 / 145	370 / 74
Сланцы (участок Кегне-Мейдан)	0 / 143		2,74 / 79	200 / 98
Сланцы (участок Губах)	0 / 150		2,70 / 59	1200 / 52
Глинистые сланцы (участок Карабчай)	80 / 57		2,74 / 1	480 / 40
Песчанистые сланцы (участок Карабчай)	200 / 30	150 / 30	2,68 / 1	1000 / 15
Сланцы с прожилковым и вкрапленным пиритхалькопиритовым оруднением (участок Карабчай)	300 / 20	120 / 20		
Сланцы (участок Жихих)				680
Рудные образцы пирита, пирротина и халькопирита (участок Жихих)				0,05 / 60
Сплошная пиритпирротиновая руда	130 / 120			
Рудная зона (участок Буланлыгчай)				685 / 18
Руда пирротинового состава (участок Кегне-Мейдан)	1480 / 23		4,0 / 10	
Руда медно-цинко-никелекобальтового состава (участок Карабчай)	0 / 2		4,19 / 18	0 / 4
Сплошная пирит-халькопиритовая руда (участок Карабчай)	600 / 26	620 / 26		10
Пирит-халькопирит-пирротин-сфакрит-галенитовая руда (участок Карабчай, скв. № 11, 8, 6, 18)	0—45000 / 95	0—17000 / 95		
Сплошная пирит-халькопирротиновая руда (участок Жихих)	650 / 58	600 / 58		10 / 8

Таблица 9

Магнитная восприимчивость горных пород Кировабадской области, 10^{-6}CGSM
(по Э. А. Прозоровичу и А. О. Мартиросовой)

Возраст	Литология	Опорная скважина Казахмамедтепе	Дальмамедлы	Гюллюджа	Ждановск	Ширванлы	Аджидере	Сариалдаг	Тертер	Казанбулаг
Надакчагыльская или континентальная толща	Глина Песок Глина Песчаник Мергель	423/1 24/2 207/2	80/4	35/2 42/6 188/2	464/8 697/1 177/29					
Акчагыльский ярус	Алевролит Галька Вулканический пепел			23/2	282/1 128/2	184/7	27—117/11		95,6	447/5
Сарматский ярус	Глина Песок Песчаник	25/98 40/8	34/36 42/3 50/17	35/41 70/15 114/10	40/16 35/1	48/65	22—23/13	26/2	18—34/40 350/1	80—132/16
Майкопская свита	Мергель Алевролит Конгломерат		36/6	6/4 64/4	26/2					
Фораминиферовые слои	Глина Песок Песчаник Глинистый песок Мергель	27/30 66/49	68/2 90/3 145/17		169/14 35/1 145/5		32/1			75/6
Палеоцендатский ярус Верхний мел	Глина Мергель Мергель				13/1 42/1 32/19					

В Кировабадской нефтеносной области изучена магнитная восприимчивость от четвертичных образований до отложений верхнего мела (таблица 9).

Из анализа данных этих таблиц можно сделать следующие выводы.

Немагнитными являются в основном известняк и некоторые образцы песчаников; слабомагнитными — глинистые породы, алевролиты, песчаники и образцы кислых интрузий. Сравнительно более магнитными параметрами характеризуются отложения продуктивной толщи в целом.

Порфириты, туфы, в редких случаях некоторые образцы песчаников, туфогенных пород, глинистых сланцев и глин имеют повышенную намагниченность. Сильно намагничены габбро, диабазы, некоторые образцы диоритов и порфиритов, гипербазиды. Максимальные значения магнитных параметров — у железосодержащих рудных минералов.

Интересно отметить, что образцы четвертичных и акчагыльских пород северного склона Малого Кавказа, представленных песками, песчаниками, глинами и алевролитами, имеют повышенную магнитную восприимчивость, что свидетельствует о близости области сноса обломочного материала.

Характерным для всей третичной толщи депрессионных областей Азербайджана является слабая ее намагниченность. Лишь некоторые светлые образцы глин этой толщи отличаются увеличенными магнитными параметрами.

Слабая магнитность пород кайнозойского комплекса находит отражение в характере распределения магнитных аномалий Азербайджана. Там, где магнитные параметры дифференцированы (Малый Кавказ, южный склон Большого Кавказа), наблюдается также дифференциация аномалий геомагнитного поля.

3. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ

В депрессионных областях Азербайджана эти параметры изучены довольно детально по данным электрического каротажа разведочных скважин. Данные относятся в основном к геологическому разрезу нефтеносных площадей и охватывают области развития третичных пород.

Изучение электрического разреза проводилось на сравнительно больших глубинах лишь в Прикаспийско-Кубинской области, где, по данным вертикального электрического зондирования, строили структурную карту электрически опорного горизонта, находящегося на глубине 6000—7000 *м*.

По данным электрокаротажа и электроразведки, геоэлектрический разрез изучен в Кировабадской нефтегазоносной области (Г. Г. Тумикян, 1937—1961 гг.; А. А. Долина, Э. М. Полонский, М. С. Бадырова, С. Т. Осипова, 1956 г.).

Материалы изучения электрических параметров отложений разреза третичных и некоторых мезозойских слоев для Прикаспийско-Кубинской зоны приведены в работе Х. Д. Джафарова [4].

Для исследования глубинного геологического строения важное значение имеет суммарная электрическая проводимость слоев над опорным электрическим горизонтом, получаемая с кривых вертикального и дипольного электрических зондирований или по данным непосредственного измерения кажущегося сопротивления слоев с использованием в качестве питающих электродов обсадных колонн — скважин (А. С. Фараджев, 1963). К сожалению, таких определений в Азербайджане мало.

По данным Х. Д. Джафарова, средние продольные пластовые сопротивления мезокайнозойских слоев в разрезе Прикаспийско-Кубинской зоны заметно отличаются от средних поперечных. Для определения

этих сопротивлений за основу были взяты данные каротажа скважины: апшеронский ярус — средние поперечные сопротивления изменяются от 4 до 56 *омм*, средние продольные сопротивления — от 1,5 до 31 *омм*; акчагыльский ярус — соответственно — от 6 до 16 и от 5 до 13 *омм*; продуктивная толща — от 4,5 до 16 и от 3 до 11 *омм*; сарматский ярус — от 1,0 до 2,0 и от 1,0 до 1,6 *омм*; низы неогена и палеогена — от 1,8 до 2 и от 1,3 до 1,6 *омм*; верхи верхнего мела — от 16,0 до 19 и от 11,0 до 15 *омм*; низы верхнего мела — 32 и 20 *омм*; нижний мел — от 7,3 до 8,4 и от 4,4 до 5,1 *омм*.

Результаты изучения кажущихся сопротивлений по данным полевых электрометрических работ и немногочисленные лабораторные определения сопротивления пород Малого Кавказа представлены в таблице 5. Большая изменчивость геоэлектрической характеристики по площади и по вертикали наблюдается в разрезе Кировабадской области. Эта изменчивость обусловлена геологическими особенностями области — сравнительно сложной тектоникой, различием структурных планов разных по возрасту стратиграфических комплексов, фациальными изменениями.

В геологическом разрезе Нафталанского участка выделяются три горизонта с различными значениями электрического сопротивления. Первый горизонт с сопротивлением 7—10 *омм*, с мощностью 400 *м* соответствует континентальным песчано-глинистым отложениям верхнего плиоцена; второй с сопротивлением 2—3 *омм*, проводящий горизонт с мощностью около 3000 *м*, соответствует майкопской свите; третий имеет повышенное сопротивление — 25—50 *омм* и приурочен к фораминиферовым и верхнемеловым отложениям. Третий горизонт является опорным горизонтом и имеет большое значение при отбивке поверхности мезозойского комплекса.

Такой характер геоэлектрического разреза для остальной части Куринской области не сохраняется. Разрез осложнен появлением ряда горизонтов как с повышенными, так и с пониженными значениями электрического сопротивления.

4. СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Скоростная характеристика отраженных продольных волн в депрессионных областях Азербайджана известна до глубины 5—6 *км*. Благодаря применению более совершенных сейсморазведочных станций при поисках геологических структур в Каспийском бассейне и в Прикуринской области в последнее время удалось получить в некоторых местах сейсмический материал, позволяющий прослеживать изменения скорости упругих волн в пластах, погруженных на глубину до 10—15 *км*.

Для сейсморазведки изучены не только средние скорости отраженных волн, но и в ряде районов получены данные о пластовых и граничных скоростях. Скорости преломленных волн в осадочной толще, в гранитном и базальтовом слоях изучены глубинным сейсмическим зондированием, проведенным в Куринской области и на Каспийском море. В остальной части территории Азербайджана, преимущественно в горных зонах Кавказа, скорости сейсмических волн известны лишь по данным сейсмологии.

О скоростях сейсмических волн для Азербайджана в целом можно судить по записям местных землетрясений, полученным экспедиционными и стационарными сейсмическими станциями. По подсчетам В. П. Кузнецова [59], величина кажущихся скоростей продольных волн для южного склона Большого Кавказа при эпицентральном расстоянии менее 200 *км*, равна, 3,85; 4,9 и 6,2 *км/сек*. Первое значение соответству-

ет скорости прямой продольной волны, распространяющейся в осадочной толще. Второе и третье значения представляют кажущиеся скорости сейсмических волн, распространяющихся в противоположных направлениях по верхней границе кристаллического фундамента по линии Ше-

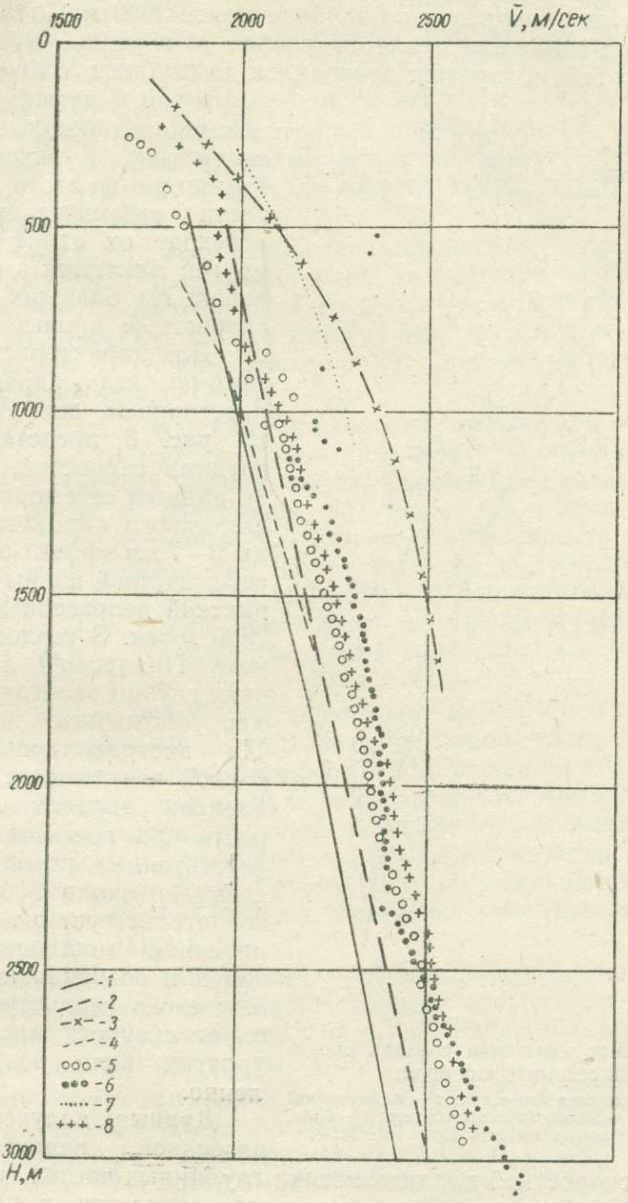


Рис. 7. Кривые сейсмокаротажа скважин:
1 — № 1 — Сарыджаляр; *2* — № 22 — Карабаглы; *3* — № 2 — Аджинаур; *4* — № 2 — Дальмамедлы; *5* — № 1155 — Кала; *6* — № 1 — Ялама; *7* — № 46 — Нафталан; *8* — № 31 — Нардаран (данные КМГР)

маха — Баку и Шемаха — Кировабад — Тбилиси. Связывать эти скорости с веществом фундамента нет достаточных оснований, так как в этом случае не учитываются геологические условия вдоль линии профиля.

Скорости сейсмических волн в осадочном слое депрессионных зон Азербайджана определялись из данных сейсморазведки по многочислен-

ным профилям, пересекающим как третичные синклинальные, так и антиклинальные структуры.

Наиболее точные данные о скоростях волн, распространяющихся в осадочной толще, получены сейсмокаротажем. Количество прокаротированных скважин в Азербайджане достигает 50. В большинстве случаев сейсмокаротаж проводился на глубине менее 3000 *м*. Только на площади Зыря одна скважина прокаротирована до глубины 4000 *м*, а на площади Падар сейсмокаротаж проводился до глубины 3000 *м*.

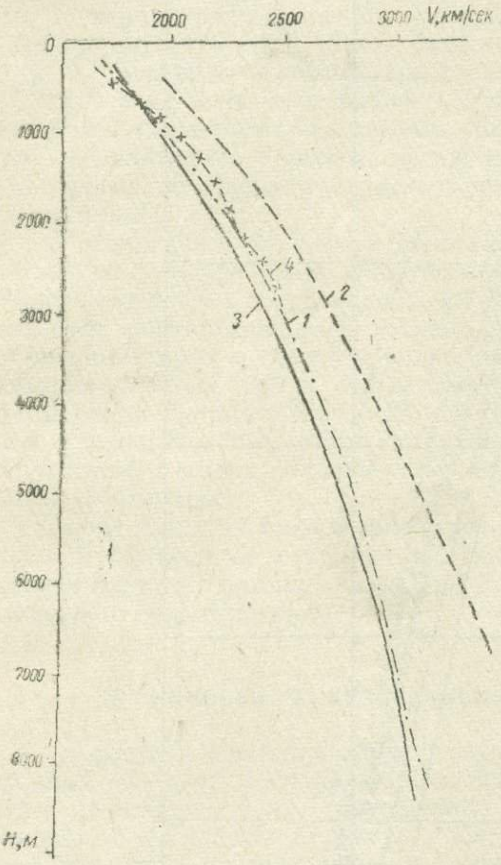


Рис. 8. Кривые изменения средних скоростей сейсмических волн:

1 — Нижне-Куринская депрессия; *2* — Апшеронский полуостров; *3* — Бакинский архипелаг; *4* — Прикаспийско-Кубинская область (данные КМГР)

На рис. 7 даются результаты сейсмокаротажа, выполненного по скважинам Куринской области. Как видно из этого рисунка, скорости сейсмических волн при переходе от одной структуры к другой меняются в широких пределах. На бо́льших же глубинах скоростные кривые сближаются.

Для характеристики скоростного разреза осадочных пород депрессионных зон Азербайджана на рис. 8 представлен график средних скоростей, вычисленных по данным сейсморазведки и сейсмического каротажа. До глубины 6—7 *км* эффективная скорость сейсмической волны в Нижне-Куринской депрессии не превышает 2800 *м/сек*. В геологическом разрезе Падарской структуры до этих глубин залегают пласты менее уплотненных пород неогена. На экстраполированной части кривой зависимости скорости от времени пробега средняя скорость при времени 6 *сек.*, соответствующем глубине 9 *км*, составляет около 3000 *м/сек*. Это свидетельствует о том, что с увеличением мощности третичных пород и особенно наиболее рыхлых слоев верхнетретичного возраста скорость распространения упругих волн возрастает медленно.

Данные, полученные сейсморазведкой, недостаточны для освещения скоростной характеристики глубинных частей геологического разреза Азербайджана. Они в основном относятся к верхней части осадочного чехла.

Относительно точные, по сравнению с данными сейсмологии, материалы о скоростях распространения сейсмических волн в глубинных слоях земной коры получаются при ГСЗ.

В результате проведения ГСЗ на Каспии были выделены четыре группы волн, различающиеся по форме записи, областям прослеживания, характеру затухания с расстоянием и по значениям кажущихся и граничных скоростей [8].

I группа волн. В эту группу условно объединены все волны, связанные с верхней тонкослоистой осадочной толщей; кажущиеся

скорости — 3,0—4,8 *км/сек* и граничные — 3,2—4,8 *км/сек*. Эта группа состоит из трех-четырех отдельных волн. Более поздние по времени волны имеют бо́льшие скорости. Важно отметить, что анализ годографов волн первой группы позволяет сделать заключение, что серия границ, которым соответствуют волны этой группы, имеет различный наклон. Абсолютные глубины этих границ изменяются в достаточно широких пределах.

II группа волн имеет кажущиеся скорости 5—7 *км/сек* и граничные — 4,8—6,4 *км/сек*. На годографах платформенной части профилей ГСЗ волны II группы прослеживаются на больших интервалах и затухают слабее, чем на профилях, пересекающих геосинклинальную часть Каспийского моря.

III группа волн имеет кажущиеся скорости 5—8 *км/сек*, граничные — 6,3—6,8 *км/сек*. Отраженные волны этой группы прослеживаются на расстоянии 20—70 *км* от пункта взрыва, а преломленные — на расстоянии — от 50 до 250 *км*. Волны этой группы с расстоянием слабее затухают, чем волны II группы. Волны имеют две подгруппы с различными кажущимися скоростями.

IV группа волн. Кажущиеся скорости этой группы имеют большие значения — 7—10 *км/сек*. Граничная скорость определяется приблизительно и составляет около 8 *км/сек*. Отраженные волны этой группы регистрируются на расстоянии 30—70 *км* от пункта взрыва, а преломленные — на расстоянии 50—250 *км*. Интенсивность записи этой группы в 3—4 раза меньше, чем III группы волн. На бо́льших расстояниях от пункта взрыва (порядка 200—250 *км*) относительная интенсивность IV группы волн возрастает. Здесь также различаются волны, распространяющиеся по платформенным и геосинклинальным разрезам земной коры.

На рис. 9 дается схема областей расположения годографов основных групп волн, выделенных ГСЗ в центральной части Каспийского моря. Из этой схемы можно составить представление об областях существования различных групп волн и о характере их выхода в область первых вступлений. Важным выводом является то, что наиболее резкое различие в областях существования и в кажущихся скоростях имеется между I и IV группами волн. Группы II и III отличаются только по областям прослеживания. Пределы изменения кажущихся скоростей для этих групп близки.

Проанализировав составленные графики зависимостей амплитуд различных групп волн от расстояния, авторы монографии [8] находят, что волны групп III и IV затухают в пять раз слабее, чем волны группы I и в два раза слабее, чем волны группы II.

Скоростной разрез земной коры в средней части Каспийского моря, полученный по данным ГСЗ, представлен на рис. 10. В Куринском межгорном прогибе наиболее полный скоростной разрез получен по профилю № 3 (рис. 11). Здесь выделяются четыре группы волн, связанные соответственно с осадочным, гранитным, базальтовым слоями и поверхностью Мохоровичича. Для составления кривых скоростной характеристики слоев земной коры были обработаны годографы как отраженных, так и преломленных волн и первых вступлений.

Скорости волн для одной и той же границы раздела изменяются при переходе от одного пункта взрыва к другому (рис. 12). Это связано с изменением не только гипсометрического уровня поверхностей разделов в земной коре, но, возможно, и с изменением петрографического состава вещества коры в горизонтальном направлении.

Группа волн, соответствующая поверхности кристаллического фундамента, имеет скорости 5,7—6,3 *км/сек*. III группа сейсмических волн

характеризуется скоростью 6,7—7,1 *км/сек* и соответствует поверхности базальтов. Для поверхности Мохоровичича получена скорость 8,0—8,1 *км/сек.*

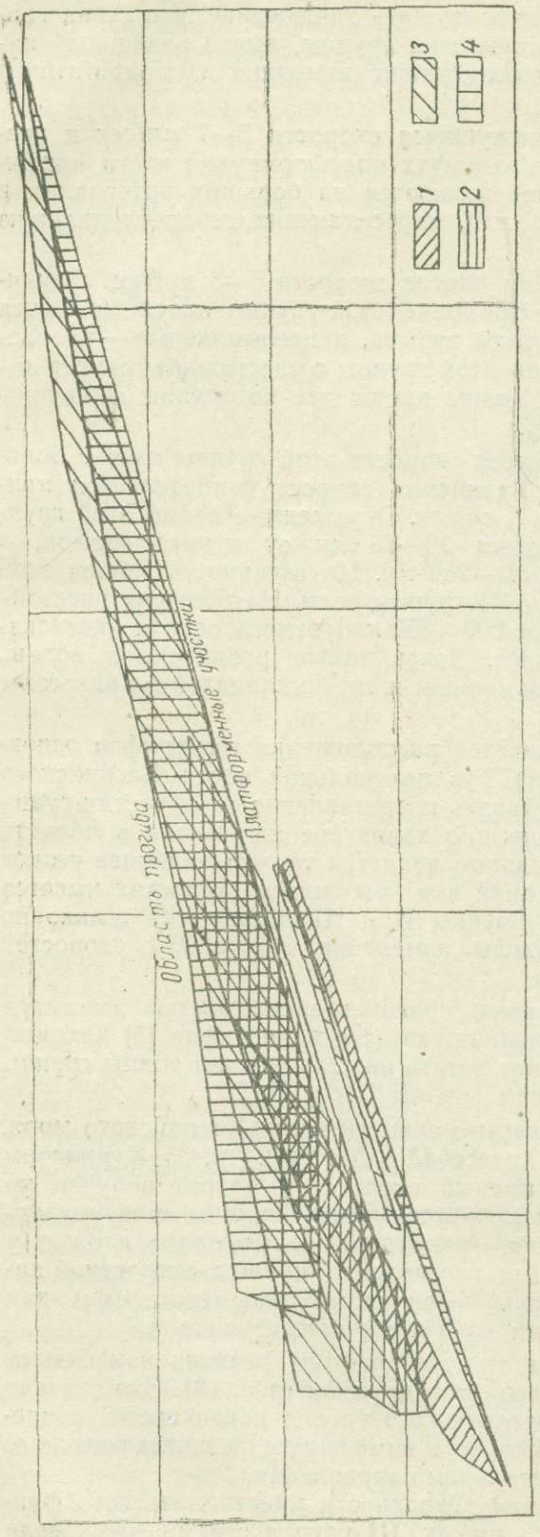


Рис. 9. Схема областей расположения годографов основных групп волн: *1* — I группы волн; *2* — II группы волн; *3* — III группы волн; *4* — IV группы волн [8]

Результаты изучения скоростного разреза земной коры в Азербайджане, по данным ГСЗ и сейсморазведки, представлены в таблице 10.

Важное значение имеет решение вопроса о приуроченности сейсмических горизонтов, установленных ГСЗ в Азербайджане, к определенным геологическим формациям в разрезе земной коры. Проблемным является придание геологического смысла поверхностям, характеризующимся граничными скоростями 5,3—6,2; 6,6—7,1 и 8—8,2 *км/сек.*

Принято считать, что первая из трех групп отмечает поверхность кристаллического фундамента или консолидированной коры (поверхность магматических и метаморфических тел кислого петрографического состава), вторая — поверхность базальтов (поверхность магматических тел основного состава) и третья—поверхность мантии (поверхность магматических тел ультраосновного состава). Однако экспериментальные данные последних лет заставляют подойти более осторожно к такому расчленению разреза.

Установлено, что с увеличением температуры скорость звуковой волны в базальтах уменьшается незначительно, а в гранитах — резко; с увеличением же давления эта скорость в базальтах и сиенитах растет незначительно [26].

Но, поскольку не исключена возможность превращения под высокой

температурой и давлением одного породообразующего минерала в другой с отличными физическими параметрами [25, 67, 90], остается невыясненным вопрос, какой петрографический состав имеет та или другая толща в земной коре, выделяемая только по скоростям распространения в них упругих колебаний. Действительно, если скорость 6,7 *км/сек*, полученную по данным ГСЗ, отнести к породам, имеющим базальтовый состав, то в разрезе земной коры в южной части Нижне-Куринской депрессии слой с такой скоростью залегает на глубине 4 *км*, а в средней части Куринской депрессии (район Барда) — на глубине 18—20 *км*. На этих глубинах гидростатическое давление достигает 5000 *кг/см²*. Кислые интрузивные тела под давлением сжимаются намного больше, чем основные, при этом скорость сейсмических волн в гранитах растет заметнее. Приписываемая в земной коре базальтам скорость 6,4—6,8 *км/сек* при давлении 400 *атм* становится характерной для гранитов [26].

На Каспии в разрезе земной коры, построенном по данным ГСЗ, в области максимального прогибания земной коры в мезокайнозойское время, где это прогибание составляет более 20 *км*, невозможно выделить поверхность гранитного слоя [8]. Здесь под 20—25-*км* толщей осадочных пород залегает поверхность с граничной скоростью 6,6 *км/сек*. Если учесть податливость гранитов к сокращению объема, то под давлением вышележащих пород, выражающихся приблизительно величиной в 5000 *атм*, скорость распространения сейсмических волн в них может достигнуть 6,5—6,6 *км/сек*.

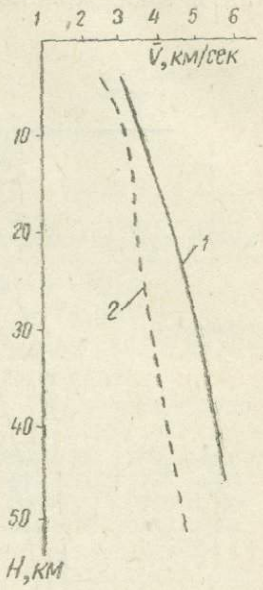


Рис. 10. Изменение средних скоростей сейсмических волн с глубиной:

1 — для Каспийского прогиба; *2* — для переходной зоны от Каспийского прогиба к эпигерцинской платформе [8]

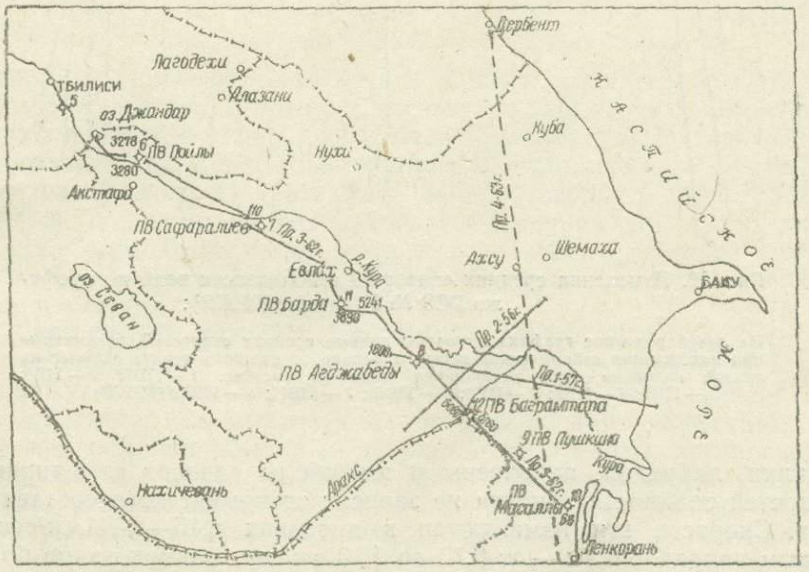


Рис. 11. Расположение профилей ГСЗ на суше (по данным КМГР).

Экспериментальные исследования упругих свойств породообразующих минералов, проводимые Т. В. Рыжовой и К. С. Александровым [9, 10, 11, 95], показывают, что скорости распространения звуковой волны в таких кристаллах как микроклин, амазонит, олигоклаз, нефелин,

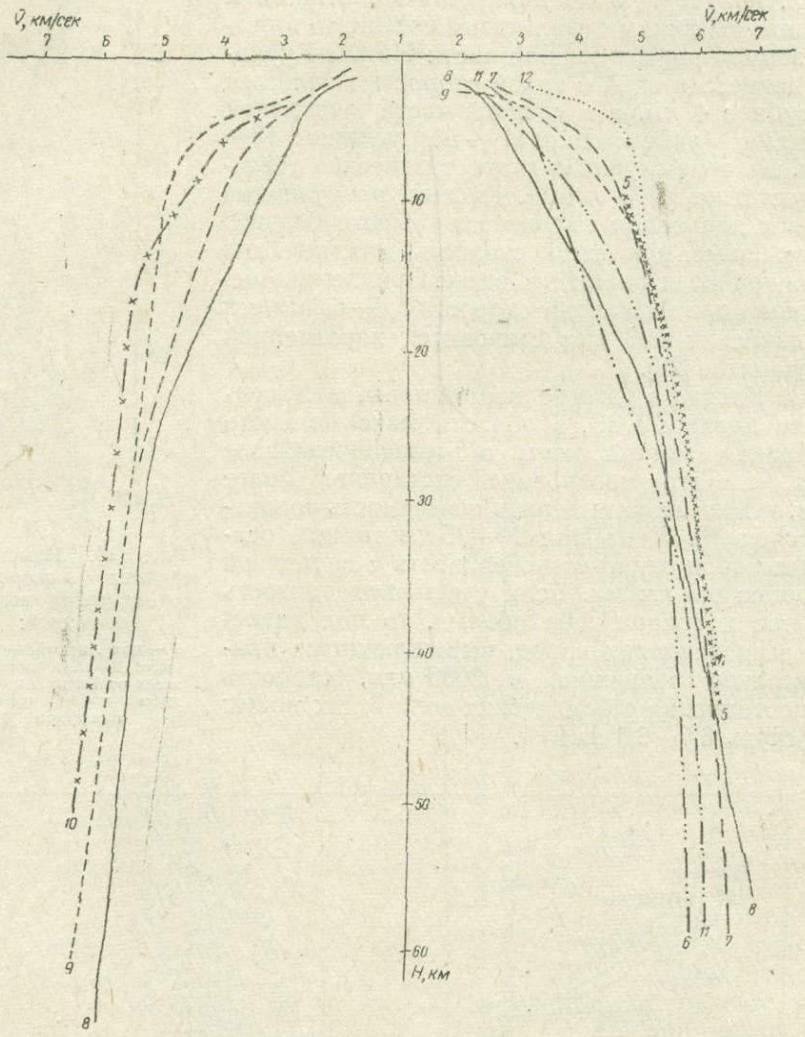


Рис. 12. Изменения средних скоростей сейсмических волн по профилю ГСЗ № 3 (данные КМГР):

На левой половине графика показаны кривые средних скоростей, полученные при нахождении сейсмической косы на западе от каждого пункта взрыва; на правой половине — при нахождении косы на востоке. *1* — ПВ5; *2* — ПВ6; *3* — ПВ7; *4* — ПВ8; *5* — ПВ9; *6* — ПВ10; *7* — ПВ11; *8* — ПВ12 (КМГР)

турмалин, лабрадор, пироксены и амфиболы зависят от направления плоскостей спайности и почти не зависят от химического состава минералов. Скорости эти изменяются в пределах 8,15—2,14 *км/сек*, а по главным направлениям — от 8,15 до 5,10 *км/сек*. Возможно, на больших глубинах, вследствие давления вышележащих толщ, кристаллы породообразующих минералов имеют определенный ориентир. Этим можно объяснить и высокую скорость сейсмической волны, скользящей по

поверхности оболочки Земли. Скорость сейсмической волны в горных породах существенно зависит от влажности и температуры образца.

Экспериментальные данные с каждым годом, возможно, все больше будут дополнять и уточнять существующие представления о составе и состоянии вещества земной коры.

Таблица 10

Плотности и скорости распространения сейсмических волн в слоях земной коры в Азербайджане

Геотектоническая область	Слои земной коры	Средние значения плотности пород, *г/см³*	Скорости продольных сейсмических волн, *м/сек*	
			средние от поверхности Земли до нижней границы	граничные
Южнокаспийская впадина	Кайнозойские (верхняя часть разреза)	2,25	2000—2800	3200—3400
	Мезозойские	2,65	2800—3500	3700—4800
	Граниты	2,75	3500—4500	5300—6300
	Базальты	3,0	4500—5500	6400—6900
	Подкорковое вещество	3,50	—	8000
Юго-восточная часть Куринского межгорного прогиба	Кайнозойские	2,30	2500—4800	
	Мезозойские	2,65		
	Граниты	2,75	4800—5200	5700—6200
	Базальты	3,0	5200—6300	6600—7100
	Подкорковое вещество	3,50	—	8000—8100
Западная часть Куринского межгорного прогиба	Кайнозойские	2,35	2000—3800	
	Мезозойские	2,65		
	Граниты	2,75	3800—4900	5900—6300
	Базальты	3,0	4900—5800	6400—7500
	Подкорковое вещество	3,50		8000—8300

Таким образом, ни геологические данные, ни материалы ГСЗ, ни данные экспериментов, о которых писалось выше, не дают уверенности в том, что в разрезе земной коры Азербайджана действительно существует резкая граница перехода от пород кристаллического фундамента к базальтовому слою. Напротив, эти данные говорят о более сложном строении земной коры на рассматриваемой территории. Слой, залегающий ниже осадочного чехла, состоит из сложного агрегата кристаллических тел, петрографический состав которых меняется и в вертикальном, и в горизонтальном направлениях.

Ф. Берч [26] по поводу возникновения понятия базальтового слоя пишет: «Недавно еще было общепризнанным истолкование сейсмических данных, согласно которому кора состоит из двух слоев или более различных слоев, характеризующихся различными скоростями. Поскольку эти скорости обычно не выходили за пределы, установленные для изверженных пород, нетрудно было подобрать соответствующий состав для каждого слоя. Однако многие геологи встречали затруднения при попытках согласовать такое строение коры со сложной неоднородной структурой кристаллического фундамента. Согласно новой, более реалистичной точке зрения, земная кора, как это видно на доступной для изучения части фундамента, представляет собой мозаику

различного рода интрузий, метаморфизованных осадков, вулканогенных пород и даже местами до глубины 10 *км* и более неметаморфизованных осадков. Одна из причин видимой однородности сейсмических скоростей в коре, несмотря на разнородность ее материала, легко может быть связана с узким диапазоном колебаний скоростей в весьма широком интервале в ряду изверженных пород — от сиенитов до диоритов».

Отметим еще одну особенность распространения сейсмической волны в разрезе земной коры в Азербайджане. На сейсмограммах, полученных на профиле ГСЗ № 3 (суша), не фиксируется определенная, строго коррелируемая от поверхности базальта сейсмическая волна, обладающая постоянной скоростью. Кроме того, при работе по ГСЗ обычно коррелируется группа волн, а не фаза какого-либо одного сейсмического колебания. На сейсмограмме ГСЗ регистрируемая частота сейсмических колебаний в группе составляет 5—11 *гц* при продолжительности записи 1—2 *сек*. Разумеется, групповая скорость 6,4—7,1 *км/сек* будет характеризовать физическое свойство не поверхности, а определенной толщи с мощностью большей, чем длина волны. Для Азербайджана точно установить определенную величину граничной скорости на поверхности базальтов трудно. Она меняется как на самом профиле, так и при переходе к различным профилям ГСЗ в пределах 6,4—7,1 *км/сек*.

Характерно, что древнейшие сильно метаморфизованные породы Малого Кавказа, выступающие из-под вулканогенных отложений юры и верхнего мела в виде небольших окон, сложены кварцитами, эпидото-кварцитами, хлоритовыми, эпидото-роговообманковыми, роговообманковыми породами, гнейсами, слюдистыми сланцами, филлитами, амфиболитами и другими разностями пород, являющимися продуктами разрушения и дальнейшего метаморфизма пород кристаллического фундамента, имеющими сложный петрографический состав.

Из вышеизложенного следует, что пока нет основания делить толщу кристаллического фундамента Азербайджана на два четко выделяемых слоя — граниты и базальты.

Более вероятно, что поверхность Мохоровичича имеет геологический смысл. В данном случае приходится считаться с наличием резкого скачка скорости вдоль этой поверхности и поразительной выдержанностью и постоянством граничной скорости, а также с наличием внедрений вдоль глубинных разломов в земной коре основных и ультраосновных магматических тел. Вероятно, скачок плотности на этой поверхности, принятый большинством исследователей согласно скачку скоростей, соответствует резкому переходу от более легких пород коры к более плотным массам земной оболочки. Но тем не менее наличие других поверхностей скоростных скачков, залегающих ниже поверхности Мохоровичича, заставляет к этому заключению подходить осторожно и не исключать возможность изменения физического состояния вещества, так как ниже этой поверхности, как отмечает Л. Минтроп [76], наблюдаются уровни, где скорость сейсмических волн в оболочке может и повышаться и понижаться.

В. В. Белоусов, разделяя высказывания В. Н. Лодочникова, Ф. Берча [25, 67], считает необходимым обратить внимание на то, что подъем и погружение раздела Мохоровичича возможно и не связаны с перемещением, притоком или оттоком материала, а возникают благодаря переходу одного и того же материала из одного фазового состояния в другое, например, переход базальтов к эклогитам, и наоборот.

Желательно скоростные разделы в земной коре до окончательного установления порождающих их причин назвать условными сейсмиче-

скими поверхностями, как это делается в сейсморазведке в тех случаях, когда невозможно сейсмические горизонты связать с какой-либо стратиграфически установленной границей.

5. ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ

Исследования теплопроводности горных пород Апшеронского полуострова выполнены в последнее время Р. А. Мамедовой и А. Р. Исметом [72]. Б. Э. Хесин (1962 г.) приводит результаты 12 определений теплопроводности по образцам из естественных обнажений на Малом Кавказе.

Результаты определения коэффициента теплопроводности образцов пород Апшеронского полуострова, отобранных из кернового материала, даны в таблице 11.

Таблица 11

Изменение теплопроводности осадочных пород Апшеронского полуострова с глубиной

(по Р. А. Мамедовой и А. Р. Исмету)

Глубина, *м*	Температура, 0° С	Давление, *атм*	Теплопроводность, *кал/см·сек·град*		
			глины	песка	песчаника
250	22	50	0,00175	0,00082	0,0034
500	33	100	0,00193	0,00091	0,0036
750	39,5	150	0,00211	0,00100	0,0035
900	43	180	0,00220	0,00109	0,0036
1000	45	200	0,00224	0,00110	0,0038
1200	48	240	0,00232	0,00112	0,0037
1400	54	280	0,00236	0,00118	0,0038
1600	56	320	0,00240	0,00122	0,0035
1800	58	360	0,00244	0,00127	0,0037
2000	62	400	0,00252	0,00133	0,0037
2300	65	460	0,00259	0,00139	0,0035
2500	68	500	0,00261	0,00144	0,0035
2700	72,5	540	0,00265	0,00147	0,0037
3000	76	600	0,00272	0,00152	0,0037
3200	80	640	0,00277	0,00156	0,0037
3500	86	700	0,00284	0,00160	0,0036
3700	90	740	0,00292	0,00163	0,0038
3900	92	780	0,00299	0,00167	0,0036
4000	93	800	0,0030	0,00169	0,0036
4100	94	820	0,0032	0,00172	0,0036
4200	96	840	0,0035	0,00174	0,0036

Согласно результатам измерений, авторы сделали вывод, что породы различного литологического состава резко отличаются друг от друга по коэффициенту теплопроводности. Породы, залегающие у поверхности, имеют следующие средние значения теплопроводности: песок — 0,00100; песчаник — 0,00358; глина — 0,00200; известняк — 0,00157; мергель — 0,00220 *кал/см·сек·град*. Характерным является и то, что теплопроводность пород одного и того же литологического состава меняется в зависимости от направления наслоения. Так, для глин коэффициент теплопроводности по направлению напластования в среднем равен

0,00200, а по направлению, перпендикулярному напластованию, — 0,00160 *кал/см · сек · град*. Соответственно для мергелей получены величины — 0,00223 и 0,00195 *кал/см · сек · град*.

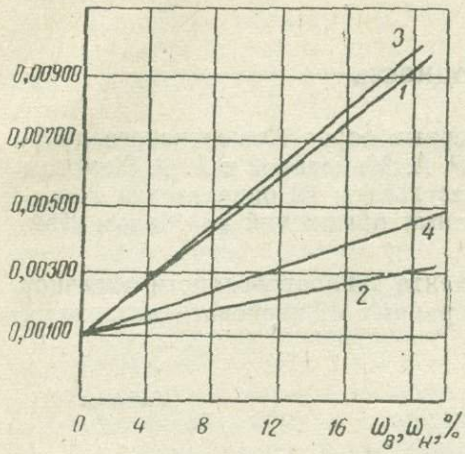


Рис. 13. Зависимость коэффициента теплопроводности [72]:

1 — при атмосферном давлении; *2* — от нефтенасыщенности при атмосферном давлении; *3* и *4* — от влажности и нефтенасыщенности пород при давлении 40 *кг/см*²

Следующим, наиболее важным результатом исследования теплопроводности осадочных пород Апшеронского полуострова является установление зависимостей коэффициента теплопроводности от степени влажности и нефтенасыщенности песков при атмосферном давлении и при давлении 40 *кг/см*² и $\sigma = 1{,}5$ *г/см*³ (рис. 13). Теплопроводность песков с увеличением влажности и нефтенасыщенности от 0 до 20% возрастает прямолинейно. Причем для водонасыщенных песков увеличение коэффициента теплопроводности более резкое. Теплопроводность увеличивается также с ростом в образцах процентного содержания глин. С увеличением глубины коэффициент теплопроводности постепенно возрастает, очевидно, это связано с уплотнением пород с глубиной.

Определенный интерес представляет теплопроводность горных пород Малого Кавказа. К сожалению, определения этого коэффициента весьма ограничены по количеству и не дают достаточного представления о распределении коэффициента теплопроводности магматических пород Азербайджана.

Представленные ниже результаты малочисленных измерений, собранные Б. Э. Хесиным [1962 г.], дают некоторое представление о распределении этого параметра.

Порфириты Дашкесанского района характеризуются коэффициентом теплопроводности — 0,00700; Ханларского района — 0,00550; Дашкесанского железорудного района — 0,00640; Кедабекского района — 0,0054; кварцевые порфириты Дашкесана — 0,00870; Кедабекского района — 0,00530; Ханларского района (Чирагидзорского участка) — 0,00770; вторичные кварциты Кедабекского рудного поля — 0,00780; пиритизированные кварциты того же поля — 0,00480 и Чирагидзорского участка — 0,01260; пирогенные породы Кедабекского рудного поля — 0,00420, и, наконец, туфогенные породы Дашкесанского железорудного поля — 0,00650 *кал/см · сек · град*.

Отсюда видно, что теплопроводность пород магматического происхождения, по сравнению с таковой осадочных пород, в 3—4 раза больше. Особенно большой коэффициент теплопроводности имеют магматические породы с рудными включениями.

Накопленные сведения о физических параметрах пород, слагающих геологический разрез земной коры в Азербайджане, далеко недостаточны для геологической интерпретации геофизических данных. Нет достаточных материалов, характеризующих физические параметры горных пород в их естественном залегании. При экстраполяции результатов определения плотностей, магнитных параметров, электро- и теплопроводности горных пород на большие глубины, допускаются ошибки,

порой существенные. Эти ошибки, безусловно, отражаются на точности результатов интерпретации геофизических полей и вносят в определенной мере субъективизм в полученные при этом данные.

ГЛАВА IV

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА

1. ВЗГЛЯДЫ НА ПРИРОДУ РЕГИОНАЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В АЗЕРБАЙДЖАНЕ

Геологическое истолкование гравиметрических измерений, выполненных на территории Азербайджана, впервые встречается в статье Стебницкого, опубликованной в 70-х годах прошлого века. Автор, проанализировав данные измерений отклонения отвесной линии в Шемахе с учетом влияния рельефа, приходит к заключению, что либо к югу от Шемахи существует скопление масс большой плотности, либо к северу находятся внутренние пустоты или массы малой плотности. В. В. Федынский по этому поводу пишет: «Мнение Стебницкого прошло незамеченным. Лишь 60 лет спустя в 1929—1931 гг. гравиметрическая съемка обнаружила максимумы в Шемахе, Кюрдамире, Муганской степи и Кызылагаче. Объяснение этого максимума могло быть лишь одно — избыток подземных масс» [104].

Более обоснованное истолкование гравитационных аномалий Азербайджана было дано в 30-х годах нашего столетия, когда под руководством Л. В. Сорокина и В. В. Федынского было выполнено значительное количество маятниковых определений. Последние позволили наметить основные черты аномального гравитационного поля в Азербайджане и составить карты региональных аномалий силы тяжести в редукциях Фая и Буге.

Впервые (1932 г.) геологическое истолкование гравитационных аномалий Азербайджана было дано А. Д. Архангельским и В. В. Федынским с использованием аномалий Фая [17]. На карте аномалий Фая горные области охарактеризованы положительными аномалиями. Нулевую изоаномалу авторы принимают за границу горных областей, погребенных под более молодыми отложениями кайнозойского возраста. В частности, граница Малого Кавказа и Куринской впадины в районе Кировабада располагается значительно севернее границы Куринской низменности. Авторы пришли к следующим геологическим выводам:

1. Каспийская впадина отделяется от Рионско-Куринской впадины как совершенно самостоятельное образование, пересекающееся с последней почти под прямым углом.

2. Простирание третичной складчатости Восточного Азербайджана определяется направлениями складчатых сооружений Большого и Малого Кавказа.

3. Тектоника третичных образований в нефтеносных областях Азербайджана, поскольку существующие здесь дислокации не сопровождаются уплотнением и метаморфизмом пород, по-видимому, совершенно не находит отражения в результатах маятниковой гравиметрической съемки.

4. В расположении изоаномал нельзя найти указаний на существование под нефтеносными отложениями Азербайджана молодых интрузий.

5. Сейсмоактивной полосе, расположенной вдоль линии Шемаха—Сальяны—Ленкорань, соответствует сближение изоаномал.

Как мы увидим ниже, все эти выводы в основном были правильными, несмотря на то, что авторы в то время не располагали более детальными гравиметрическими данными. Неубедительными являются лишь выводы авторов относительно непригодности аномалий Буге для геологических целей. Однако в последующих трудах [17, 33, 105] сами авторы отказались от этого вывода и обосновали значение аномалий Буге для геологии и их преимущество перед аномалиями Фая.

В работе «Геология и гравиметрия» А. Д. Архангельский развивает высказанные ранее идеи и, проанализировав характер распределения полных аномалий, приходит к заключению, что в области погружения Главного Кавказского хребта на Каспийском побережье крупные положительные аномалии Фая сменяются крупными отрицательными. Положительные аномалии появляются в горных сооружениях лишь после того, как складчатость и связанные с нею метаморфизм пород и поднятия достигают больших размеров. Отрицательные аномалии Куринско-Рионской впадины вызваны молодым прогибом земной коры, в котором накопились осадки мезозойских, третичных и четвертичных отложений.

В 1936 г. М. С. Абакелия представил схематическую гравиметрическую карту Кавказа, построенную по данным накопившихся в то время маятниковых определений и дал геологическое объяснение так называемому Кюрдамирскому гравитационному мосту, связывая его с выступом кристаллического основания [2].

В другой своей работе [3] М. С. Абакелия связывает Кюрдамирский мост с погребенной антиклиналью, сложенной слоями молодых пород, в которых содержится нефть.

В 1937 г. в Баку вышла работа В. В. Федынского [104], в которой автор обобщил все имевшиеся данные маятниковой съемки. Анализируя материалы маятниковых определений, В. В. Федынский вслед за И. М. Губкиным приходит к заключению, что глубокие отрицательные аномалии Фая Нижне-Куринской депрессии вызваны, главным образом, наличием в предгорных впадинах огромных толщ рыхлых, осадочных пород.

Общая характеристика гравиметрического поля юго-восточного Кавказа и связь аномалий силы тяжести с третичным этапом геологической истории данной области рассматриваются в статье В. В. Вебера и В. В. Федынского [33]. Они в основу интерпретации гравитационного поля кладут карту аномалий Буге. В статье указывается, что в целом эта неспокойная, возмущенная картина силы тяжести отражает размещение масс различной плотности по всей толще земной коры. Наиболее глубокие массы, создающие наблюдаемое аномальное гравитационное поле, залегают на глубинах в несколько десятков километров. Выше лежит сложно дислоцированная толща земной коры, результатом суммарного действия которой является наблюдаемая картина аномалий силы тяжести на поверхности. При этом чрезвычайно большую роль играет влияние слоев, близких к поверхности земли (до 10—15 км глубины), где помимо близкого расположения к пунктам наблюдений имеет значение, по-видимому, и наибольшая дифференциация плотностей в разрезе.

Под действием орогенических сил более плотные слои земной коры были оттеснены вглубь и возникли отрицательные поля аномалий горных областей Большого и Малого Кавказа. Система ветвящихся максимальных аномалий, в основном меридионального простирания, связывает горные страны Кавказа и Эльбурса. Среди них наиболее

выдающейся аномалией является Талышско-Вандамский гравиметрический максимум, несомненно, обусловленный прорывом в ослабленную зону геосинклинали большого количества основных пород из глубины. *Анализ фаций и мощностей третичных отложений Азербайджана* и сопоставление этих данных с картой аномалий силы тяжести позволяют сделать вывод, что Алазано-Верхне-Куринский и Апшероно-Нижне-Куринский региональные гравитационные минимумы возникли благодаря глубокому прогибанию земной коры этих областей в неогене. Этот важный вывод можно положить в основу углубленной интерпретации гравитационных аномалий Азербайджана. Действительно, учет влияния дефекта масс в слоях неогена помогает обнаружить гравитационные поля, вызванные строением и изменением петрографического состава более глубинных масс.

Геологическая интерпретация региональных аномалий силы тяжести Азербайджана, по данным детальной гравиметрической съемки, знаменует новый этап в изучении геологии республики.

Первую работу в этом направлении опубликовал В. В. Федынский [105]. В этой работе автор использовал материалы как детальных гравиметрических, так и маятниковых определений, с учетом данных магнитометрии. В работе приводится описание наблюдаемых аномальных гравитационных полей в связи с геологической обстановкой. Зону интенсивной гравитационной ступени, простирающуюся от Лагича до Ленкорани, по представлению В. В. Федынского, можно рассматривать как зону перехода или границу между горной страной Малого Кавказа и Верхне-Куринской депрессией, с одной стороны, и областью глубокого оседания земной коры, ныне почти полностью занятую водами Каспийского моря, с другой.

Этот вывод совпадает с мнением А. Д. Архангельского и В. В. Федынского, высказанным еще в 1932 г. [17]. Существенным здесь является то, что максимум силы тяжести, протягивающийся от Лагича и Вандама через Геокчай—Кюрдамир—Саатлы—Талыш, автор связывает с погребенными изверженными породами. В. В. Федынский отмечает: «Появление основных эффузивов и внедрений основных магматических пород на стыках этого максимума как на Большом Кавказе, так и в Талыше, имевшее место в позднетретичное время, происходило одновременно с грандиозными тектоническими движениями к востоку от этой зоны».

Как известно, излияния основных магм и их внедрение на южном склоне Большого Кавказа происходили в средней юре и в мелу. В Талыше вулканогенноосадочный комплекс, который составляет почти весь геологический разрез этой области, образовался в палеогене. Если допустить, что в районе развития Саатлы-Кюрдамирского максимума имеется погребенный выступ кристаллических пород основного состава, то внедрившиеся здесь тела не могут быть моложе палеогена. В век образования продуктивной толщи в этой зоне не происходило внедрения или излияния подкоровых масс. Во время восточнокавказской орогенической фазы, наступившей после понтического века, скорее всего, в Каспийской депрессии, произошло прогибание земной коры, не сопровождавшееся магматической деятельностью. Примерно к такому же выводу автор пришел еще в 1947 г. [33], приведя данные о сейсмичности и характере прогибания земной коры в Восточном Азербайджане.

Далее В. В. Федынский пишет: «В то время как центральные части Большого Кавказа испытывали значительный подъем и складкообразования, начиная уже с майкопского века, рассматриваемая область юго-восточного Кавказа и прилегающие части Каспийского моря были ареной накопления осадков в плиоцене и постплиоцене с одновременным образованием типичных тектонических куполовидных и диапировых

форм. Такой прогиб земной коры сопровождался на периферии поднятием из глубинных слоев магматических пород, которые поднимались вверх и интрудировали осадочные толщи. В результате этого процесса мы наблюдаем теперь на земной поверхности сложную систему интенсивных гравитационных и магнитных аномалий».

Как было выше отмечено, в Восточном Азербайджане мы нигде не встречаем магматических тел и их излившихся аналогов моложе эоцена, и, что характерно, отложения неогена в Предталышской зоне залегают горизонтально на размытой поверхности майкопа и не участвуют в сложной складчатости горного Талыша. Скорее всего в период от майкопа и доныне в Восточном Азербайджане вулканическая деятельность была прекращена, и глубинный региональный разлом, протягивающийся от Вандама до Ленкорани, по которому происходили внедрения основной магмы, ко времени общего прогибания земной коры уже существовал. В. В. Вебер и В. В. Федынский [33] пишут: «...являясь западным ограничением Апшероно-Нижне-Куринской гравиметрической депрессии, Талышско-Вандамский максимум соответствует одновременно и западному обрамлению бассейна продуктивной толщи в виде воздымающейся суши». Следовательно, к началу среднего плиоцена этот положительный элемент погребенного рельефа меридионального простирания был уже сформирован, и во всяком случае существовал к началу меотиса. Что касается сейсмичности полосы положительных аномалий Кюрдамирского моста, авторы связывают ее с активной тектонической жизнью этого участка земной коры.

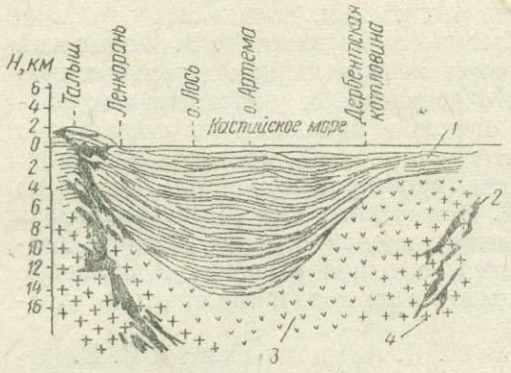


Рис. 14. Разрез земной коры в западной части Южнокаспийской впадины (по В. В. Федынскому):
1 — осадочный слой; *2* — основные интрузии; *3* — кислые породы; *4* — основные породы

Схематический профильный разрез земной коры (рис. 14) по линии Ленкорань-Дербентская котловина иллюстрирует представления В. В. Федынского о строении земной коры в восточной части Каспийской впадины. В Талышской зоне и за Дербентской котловиной на схеме показаны разломы земной коры, по которым внедрялись интрузивные породы.

Исследованиями региональных гравитационных полей Азербайджана на основе детальной карты аномалий силы тяжести в редукции Буге занимались также В. И. Куликов, И. О. Цимельзон, Д. Л. Терешко, Р. М. Гаджиев и Л. К. Татевосян.

В. И. Куликов (1953—1960 гг.) связывает области относительных региональных максимумов и минимумов Азербайджана с горными сооружениями, депрессионными областями и предгорными зонами.

По представлению В. И. Куликова [65], областями относительно крупных минимумов, связанными с горными сооружениями в Азербайджане, являются Большой Кавказ, Малый Кавказ и Талыш. К областям крупных отрицательных аномалий силы тяжести, связанных с внутригеосинклинальными депрессионными зонами, относятся Апшероно-Нижне-Куринская, Алазано-Средне-Куринская и Самурская впадины. Крупные максимумы, связанные с предгорными зонами и с отдельными под-

нятиями плотных (изверженных) пород в межгорных областях, приурочены к следующим зонам:

1) северо-восточному нагорью Талыша (Пушкино-Калиновский или Приталышский максимум);

2) северо-восточному склону Малого Кавказа (Казах-Шамхор-Кировабадский и Агдам-Мартунинский максимумы);

3) юго-восточному склону Большого Кавказа (Белокано-Нухинский и Куткашено-Лагичский максимумы);

4) юго-восточному погружению Большого Кавказа (Дибрарский максимум);

5) центральной части Куринской впадины (Белясувар-Саатлинский максимум).

Расчленение территории Азербайджана на отдельные геотектонические единицы по В. И. Куликову приведено на рис. 15. Схема геотекто-

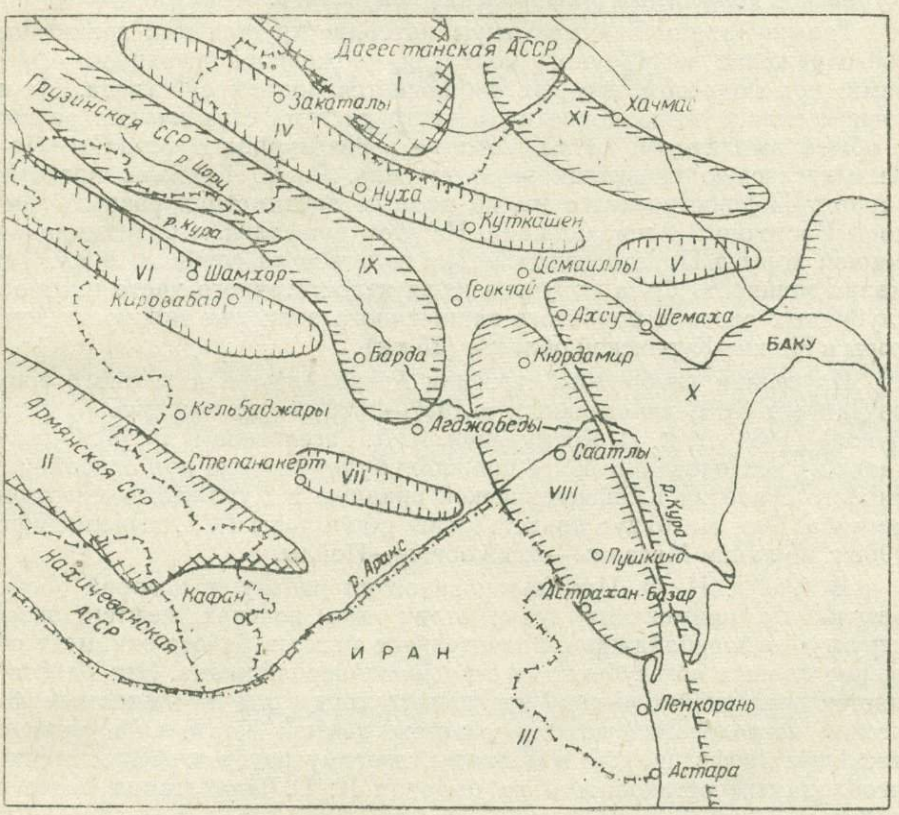


Рис. 15. Расположение геотектонических элементов Азербайджана (по В. И. Куликову)

А. Области наибольшего погружения корней гор: *I* — ЮВ часть Большого Кавказа; *II* — Малый Кавказ; *III* — Талыш.

Б. Предгорные антиклинории: *IV* — Белокано-Куткашенский; *V* — Дибрарский; *VI* — Казах-Кировабадский; *VII* — Мартунинский.

В. Срединный массив: *VIII* — Нижнекуринский.

Г. Депрессионные области (впадины): *IX* — Алазано-Среднекуринская; *X* — Апшероно-Нижнекуринская; *XI* — Прикаспийская

нического районирования составлена автором без учета материалов осреднения карты аномалий силы тяжести.

В 1958 г. Р. М. Гаджиев дал качественную геологическую интерпретацию региональных аномалий Буге Восточного Азербайджана. Автор составил карты локального поля силы тяжести второго порядка,

полученные в результате аналитического и графического разделения гравитационных аномалий. Поля второго порядка истолковываются как гравитационное отражение строения домезозойского основания, поверхность которого делится на волнообразно сменяющие друг друга выступы и прогибы. В частности, установлено, что обратное соотношение влияний на возникновение аномалий силы тяжести третичного и мезозойского комплексов Восточного Азербайджана сглаживает наблюдаемую кривую аномалий Буге. Там, где палеозойский фундамент погружается на значительную глубину, мезозойские породы имеют большую мощность и мощность третичных пород уменьшается, при приближении же к поверхности кристаллического фундамента мощность третичных пород увеличивается. По представлению Р. М. Гаджиева, аномалия первого порядка, охватывающая Нижне-Куринскую и Апшеронскую области, показывает, что полоса максимального накопления осадочных пород мезокайнозойского возраста занимает северную часть Нижне-Куринской депрессии и Апшеронский полуостров.

Талыш-Вандамский максимум интерпретируется как гравитационное отражение погребенного поднятия, сложенного основными эффузивами, под покровом которых наблюдается подъем субстрата. На восточном склоне этого поднятия развита система ступенчатых разрывов с общей амплитудой 13 *км*, которые в совокупности создают Лагич-Кызылагачскую гравитационную ступень. Р. М. Гаджиев представил вариант [35] построенного им по данным гравиметрии разреза земной коры Восточного Азербайджана. На этом профильном разрезе подошва земной коры в Предталышской зоне залегает на глубине 15 *км*. Такая малая мощность была получена из-за недостаточного учета плотностей глубинных слоев и принятого заниженного значения мощности земной коры в Нижне-Куринской области (35 *км*).

Изучением глубинного строения Азербайджана и Южного Каспия по данным ГСЗ, проведенным в 1957—1958 гг., занимались Б. Д. Требукова (1958 г.), Е. И. Косминская, А. А. Гагельганц и др. [8]. О результатах их исследований более подробно будет сказано при описании глубинного строения Южнокаспийской впадины и Куринского межгорного прогиба. Там же будут представлены результаты ГСЗ, выполненного в 1962 г. по линии Масаллы—Агджабеды—Пойлы.

В 1962 г. И. О. Цимельзон закончил работу, в которой обобщил результаты применения гравиметрии при поисках нефтегазоносных структур в Азербайджане. Значительное место в работе занимает обобщение данных по глубинному строению Азербайджана. Эта работа является последней к выходу настоящего труда, где по данным геофизических исследований даются разрезы земной коры. Она учитывает новейшие геофизические материалы, поэтому автор этой книги считает необходимым остановиться на выводах И. О. Цимельзона более подробно.

Известно, что в геологическом разрезе Азербайджана имеется несколько структурных этажей, структурный план по более молодым отложениям часто не совпадает с таковым по древним подстилающим образованиям. Чтобы при интерпретации гравитационных аномалий учесть это обстоятельство, И. О. Цимельзон применяет способ последовательного выделения локальных аномалий [119]. Количественную интерпретацию региональных аномалий автор выполнил по шести параллельным и одному связующему профилю методом последовательного приближения вычисленных значений аномалий к наблюдаемым. Схематические разрезы земной коры были обобщены в виде схем изоглубин поверхности Мохоровичича, базальтового слоя, гранитного слоя (кристаллического фундамента), а также схем изолиний суммарных мощностей базальто-

вого слоя, гранитного слоя и кайнозойского комплекса пород. Для количественной интерпретации региональных аномалий силы тяжести средние значения плотностей основных слоев земной коры были приняты И. О. Цимельзоном равными: для третичного комплекса — 2,35, для мезозойского комплекса равнинных и предгорных участков — 2,55, для

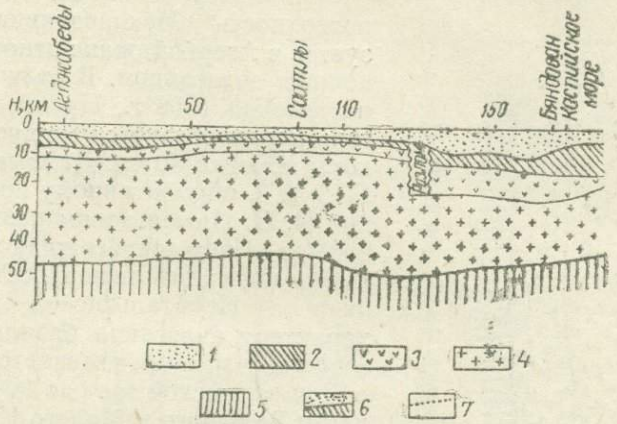


Рис. 16. Схематический разрез земной коры по профилю — Агджабеды—Саатлы—Бяндован (по И. О. Цимельзону):

1 — кайнозой, плотностью 2,35 *г/см*³; *2* — мезозой (2,55—2,65); *3* — гранитный слой (2,65); *4* — базальтовый слой (2,85); *5* — подкоровый слой (3,15); *6* — основные интрузии; *7* — условная граница внутреннего изменения плотности мезозойских отложений.

мезозойского комплекса высокогорных участков Большого и Малого Кавказа — 2,65, для гранитного слоя (включая метаморфизованные породы палеозоя) — 2,65, для базальтового слоя — 2,85 и для подкорового субстрата — 3,15. На некоторых участках при количественных расчетах дополнительно учитывалось влияние внедрения изверженных пород.

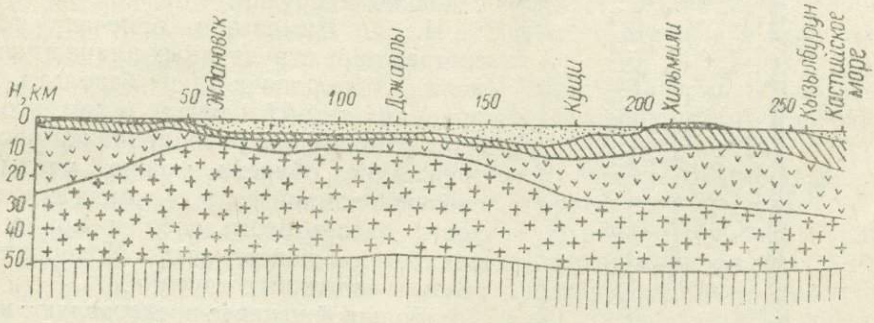


Рис. 17. Схематический разрез земной коры по профилю Жданов—Джарлы—Хильмили—Кызыл-Бурун (по И. О. Цимельзону). Условные обозначения те же, что и на рис. 16

Три из составленных И. О. Цимельзоном схематических разреза земной коры даны на рис. 16, 17 и 18. Плановое положение профильных разрезов показано на схеме изоглубин поверхности Мохоровичича (рис. 19). Схема изоглубин поверхности кристаллического фундамента приведена на рис. 20. По высокогорным участкам юго-восточных частей Большого и Малого Кавказа И. О. Цимельзон не строил схему изоглу-

бин кристаллического фундамента, потому что гранитный слой, по мнению И. О. Цимельзона, не отличается по плотности от мезозойского комплекса пород. Для характеристики строения кристаллического фундамента высокогорных областей этот исследователь использовал данные И. В. Кирилловой и А. А. Сорского [52].

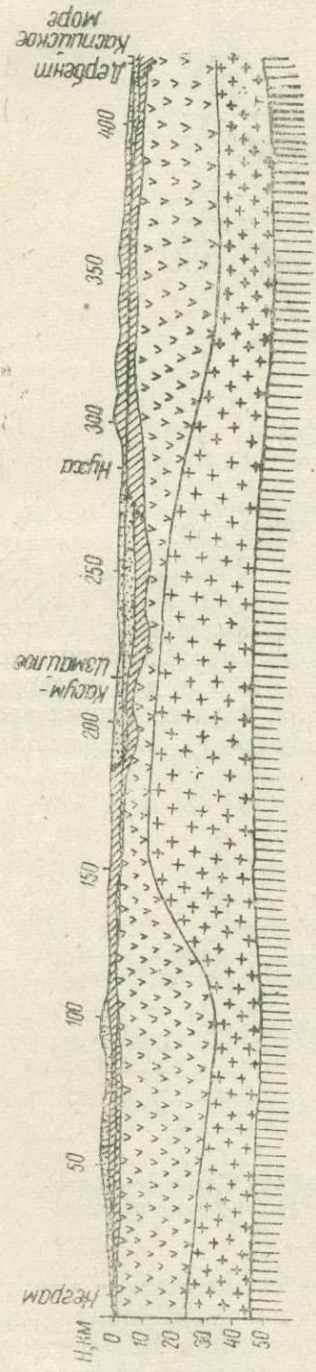


Рис. 18. Схематический разрез земной коры по линии Нерам—Степанакерт—Геокчай—Худат (по И. О. Цимельзону). Условные обозначения те же, что и на рис. 16.

По построениям И. О. Цимельзона, поверхность Мохоровичича характеризуется в Азербайджане относительно спокойным залеганием. В отличие от наших построений 1958 г., Предталышская Мугань характеризуется мощностью земной коры порядка 40 *км*. Данные по профилю ГСЗ № 3, обработанному после составления И. О. Цимельзоном разрезов земной коры, в общем подтверждают его построения о залегании поверхности Мохоровичича с Предталышской Мугани. По характеру залегания базальтового слоя, глубина которого изменяется от 3—4 *км* в Приталышской зоне до 32—34 *км* в ЮВ части Большого и Малого Кавказа, И. О. Цимельзон различает Восточно-Азербайджанскую и Малокавказскую зоны прогибов, разделенных Карабах-Мугано-Вандамской зоной поднятия. Мугано-Карабахская зона отделена от Мугано-Вандамской зоны Евлах-Агджабединским прогибом. Карабах-Мугано-Вандамская зона, которой соответствует одноименный региональный максимум, характеризуется резким увеличением мощности базальтового слоя до 25—30 *км*, обусловленным, по представлению И. О. Цимельзона, переработкой на данном участке структуры гранитного слоя в результате внедрения основных интрузий.

И. О. Цимельзон отмечает общее соответствие структурных планов поверхности Мохоровичича и базальта. Это приводит автора к мысли о том, что при геотектоническом районировании рассматриваемой области можно учитывать строение земной коры, начиная с поверхности базальтового слоя и прибегая к данным о поверхности Мохоровичича лишь в отдельных случаях.

Большой интерес представляют выводы И. О. Цимельзона относительно строения кристаллического фундамента. Наиболее крупными положительными элементами структуры поверхности кристаллического фундамента в Азербайджане являются Центральное поднятие ЮВ Кавказа и Саатлы-Геокчайское поднятие. На крайнем северо-востоке Азербайджана выделяется Ялама-Худатское поднятие, где кристаллический фундамент имеет глубину залегания около 7 *км*. В Предкавказском прогибе автор выделяет два кулисообразно сочленяющихся прогиба второго порядка:

более крупный и глубокий Североприапшероно-Дивичинский и Южно-дагестанский. Эти прогибы резко различаются по условиям залегания поверхности кристаллического фундамента. Южнодагестанский прогиб осложняется положительными структурами, т. е. здесь, по-видимому, происходит инверсия. В Североприапшероно-Дивичинском прогибе инверсия не происходит, и эта зона развивается унаследованно от Североприапшеронского прогиба поверхности базальтового слоя.

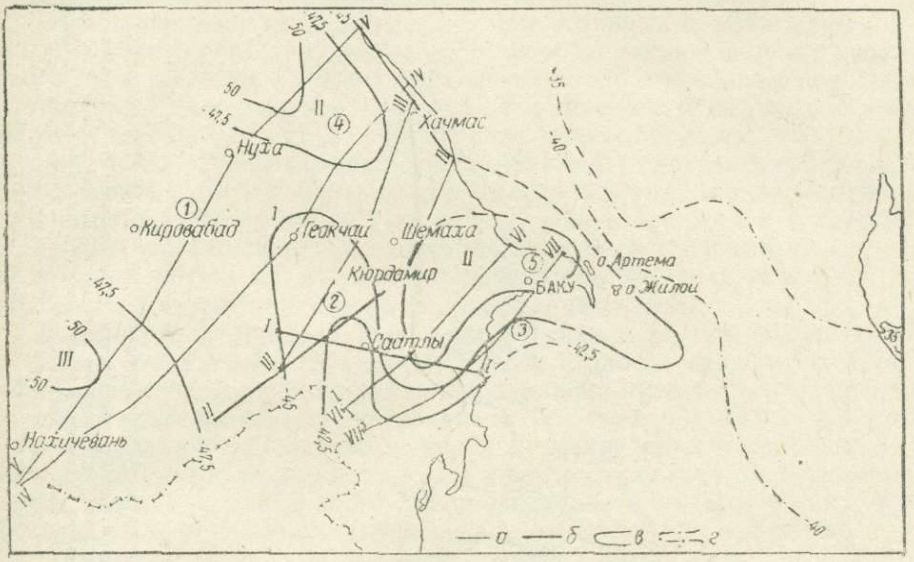


Рис. 19. Изоглубины поверхности Мохоровичича Азербайджана (по И. О. Цимельзону):

а — гравиметрические профили; *б* — профили ГСЗ 1957—1958 гг.; *в* — изолинии глубин поверхности Мохоровичича, 5 км; *г* — изолинии глубин поверхности Мохоровичича по данным ГСЗ на Каспийском море по А. А. Гагельганцу, Е. И. Гальперину, И. П. Косминской и др. [8]
I — Куринско-Южнокаспийское поднятие: *1* — Средне-Куринское поднятие; *2* — Мугано-Геокчайское поднятие; *3* — Южнокаспийское поднятие.
II — Восточно-азербайджанский прогиб; *4* — Верхне-Самурский Прикаспийский прогиб; *5* — Апшероно-Нижнекуринский прогиб.
III — Малокавказский прогиб.

По построениям И. О. Цимельзона, мощность гранитного слоя в направлении от осевых частей Малого и Большого Кавказа к Карабах-Мугано-Вандамской зоне резко уменьшается.

Проанализировав материалы интерпретации региональных аномалий силы тяжести, И. О. Цимельзон приходит к выводу, что по Азербайджану в целом и по сопредельным областям устанавливается существенное различие структуры гранитного слоя Мугано-Вандамского и Североприапшероно-Дивичинского районов, с одной стороны, и по областям Большого и Малого Кавказа, с другой. В первой группе районов поверхность фундамента в общем унаследует структуру базальтового слоя при незначительных изменениях как простирания, так и контуров структур. В областях Большого и Малого Кавказа происходит существенная перестройка структурного плана. В областях неглубокого залегания гранитного слоя устанавливается общая унаследованность структурных планов кристаллического фундамента и мезозойского комплекса пород. К выступам поверхности кристаллического фундамента приурочены также положительные элементы структуры поверхности мезозоя. К таким структурам автор относит следующие выступы кристаллического основания: Центральное поднятие Юго-Восточного Кавказа, Саатлы-Геокчайское, Кусаро-Хачмасское и Ялама-Худатское, Восточную и Западную антиклинальные зоны Прикаспийского района и др. В областях

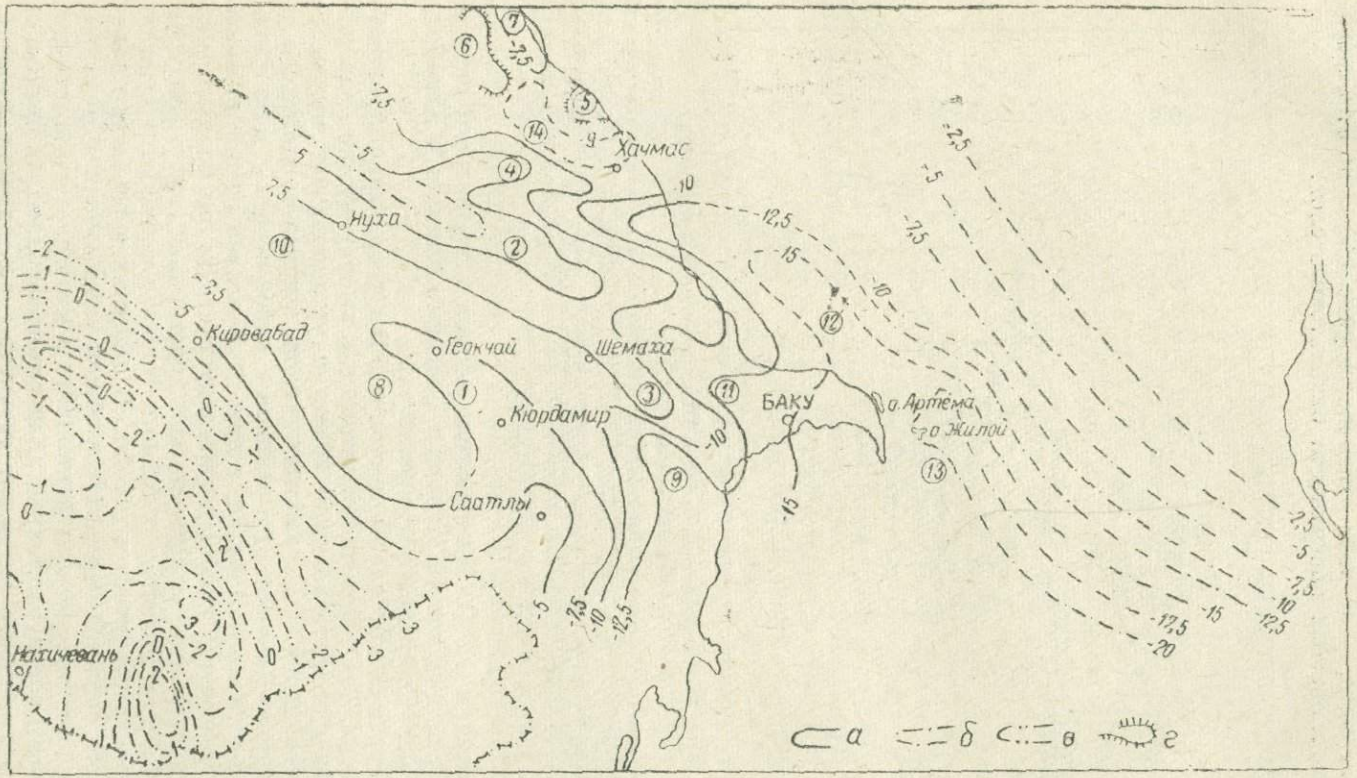


Рис. 20. Изоглубины поверхности кристаллического фундамента Азербайджана (по И. О. Цимельзону):

а — изолинии глубин поверхности кристаллического фундамента; *б* — изолинии глубин поверхности кристаллического фундамента по данным ГСЗ на Каспийском море [8]; *в* — изолинии глубин поверхности кристаллического фундамента по данным И. В. Кирилловой и А. А. Сорского [3]; *г* — Контуры поднятий поверхности кристаллического фундамента, не охваченные расчетными гравиметрическими профилями

Поднятия: *1* — Саатлы-Геокчайское; *2* — Центральное; *3* — Яваныдаг-Сангачальское; *4* — Кусаро-Хачмасское; *5* — Ялама-Худатское; *6* — Западно-дагестанское; *7* — Восточнодагестанское. Прогибы: *8* — Евлах-Агджабединский; *9* — Куще-Пирсагатский; *10* — Среднекуринский; *11* — Апшероно-Ташлинский; *12* — Североприапшероно-Дивичинский; *13* — Южно-Жилинский; *14* — Центрально-Дагестанский.

прогибов гранитного слоя в общем также устанавливается совпадение структурных планов кристаллического фундамента и мезозойских отложений, однако при этом отмечается несовпадение областей наибольшего прогибания.

Региональные аномалии, наблюдаемые на Малом и Большом Кавказе, не нашли в работе И. О. Цимельзона достаточно полного отражения, так как автора интересовали в основном гравитационные поля нефтегазоносных областей Азербайджана.

Оценивая гравитационное воздействие основных слоев земной коры, И. О. Цимельзон приходит к выводу о преобладающем влиянии базальтового слоя, на долю которого приходится около половины общего гравитационного влияния. Эта концепция вызывает возражение. Как было отмечено в главе II, четкой границы перехода от пород кристаллического фундамента к так называемому базальтовому слою в Азербайджане не установлено. Если считать доказанным положение, выдвинутое И. О. Цимельзоном, что изменение мощности базальтового слоя в Азербайджане связано с процессами гранитизации и базальтизации, то вряд ли мы могли заметить какое-либо соответствие в условиях залегания поверхностей базальтового слоя и подошвы земной коры.

В переходной от базальта к мантии границе следует ожидать скачок плотности на 0,4—0,5 $г/см^3$. С другой стороны, средние плотности кайнозойских осадочных пород в Азербайджане отличаются от средней плотности кристаллического фундамента (см. главу II) на 0,3—0,4 $г/см^3$. Поскольку мощность осадочных пород и земной коры в целом по рассматриваемой территории меняется в широких пределах, то изменением уровня залегания поверхности Мохоровичича и кристаллического фундамента можно объяснить наблюдаемые аномалии силы тяжести.

2. РЕГИОНАЛЬНЫЕ АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ АЗЕРБАЙДЖАНА.

Аномалии первого порядка

Для осреднения и разделения аномального поля на составляющие — на региональный фон и локальные аномалии, был принят известный и широко применяемый способ, разработанный А. Н. Тихоновым и Ю. Д. Буланже [101]. Осредняющая палетка была выбрана с таким расчетом, чтобы аномалиобразующие факторы, находящиеся на глубинах до 10—12 *км*, могли быть отображены на карте локальных аномалий с достаточной точностью осреднения. В связи с этим радиус круговой палетки был определен в 20 *км*. Эта палетка, согласно формулам определения глубины залегания центра сферического вкрапления, осредняет влияние масс, расположенных на глубине 5 *км*, с точностью до 10%, а масс, расположенных на глубине 10—12 *км*, — с точностью до 25%.

Расчетная палетка для удобства вычислений построена в виде квадрата со стороной 40 *км*; она содержит 81 точку, равномерно распределенную на площади. Предварительно площадь всей осредняемой карты была разбита квадратной сеткой. Расстояние между точками, в которых снимается значение аномалий силы тяжести, равно 1 *см* (5 *км* на местности).

Среднее из 81 значения наносилось на географическую основу. Полученная таким путем карта регионального поля в общих чертах схожа с картой аномалий Буге Азербайджана, составленной по данным маятниковой съемки [104]. На карте регионального поля выделяются крупные аномалии, классифицируемые как гравитационные поля первого порядка (рис. 21).

а. Южнокаспийский минимум

Эта аномалия охватывает Нижне-Куринскую область, Кобыстан, Бакинский архипелаг, морское продолжение Прикаспийско-Кубинской области, Апшеронский полуостров, Апшеронский порог и полуостров Челекен. Иными словами, минимум охватывает Южный Каспий и обрамляющие его площади суши. Рассматриваемая аномалия по занимаемой площади является самым крупным элементом регионального гравитационного поля Азербайджана.

Минимальное значение аномалий находится на море, к северу от Апшеронского полуострова. На юго-запад и северо-восток от центра минимума значения аномалий повышаются неравномерно. Горизонтальный градиент изменения аномалий на севере больше, чем на юге. Восточное продолжение Южнокаспийского минимума совпадает с крупным Прибалханским минимумом. Последний отделяется от Южнокаспийского минимума седлообразным максимумом, находящимся в акватории полуострова Челекен. С севера и северо-востока минимум граничит с интенсивной гравитационной ступенью, за которой наблюдаются аномальные поля мозаичного характера, присущие платформенным областям. На юге рассматриваемая аномалия, протягиваясь в южном и юго-восточном направлении от Предталышской зоны, распространяется по южному берегу Каспийского моря.

Северо-западное продолжение аномалии совпадает с Дагестанским глубоким минимумом. С востока он ограничивается интенсивной Лагич-Кызылагачской, а с севера — Махачкала-Красноводской гравитационными ступенями. В восточной части Южного Каспия отмечается максимум овальной формы, центральная часть которого совпадает с мелководьем в районе банки Ульского. С северо-востока максимум граничит с Прибалханским региональным минимумом. На юге и юго-востоке рассматриваемая аномалия граничит с Предэльбурсским минимумом. Этот максимум можно считать аномалией второго порядка, так как фактически он выделяется на фоне Южнокаспийского минимума. В литературе этот максимум назван Южнокаспийским. Это название неудачно, потому что аномалия примыкает к восточному берегу Каспия. Кроме того, южная часть Каспийского моря в целом характеризуется минимумом первого порядка.

В честь памяти Ю. Н. Година, впервые давшего геологическую интерпретацию максимума, назовем эту аномалию максимумом Година, а соответствующую ей структуру — срединным массивом Година.

б. Талышско-Шамхорско-Вандамский максимум

Этот максимум, названный И. О. Цимельзоном по аномалии Буге Карабах-Мугань-Вандамской зоной [116], является основной и наиболее сложной по построению аномалией регионального гравитационного фона Азербайджана. Восточная часть аномалии, известная под названием Талышско-Вандамский максимум [33], имеет меридиональное простирание.

Талышско-Вандамский максимум имеет асимметричное строение, его восточное крыло намного круче западного и образует интенсивную гравитационную ступень. Ширина максимума в районе Саатлов составляет 80—100 *км*. Максимального значения аномалия достигает на юге. Изоаномалы, оконтуривающие Талышско-Вандамский максимум, на юго-востоке протягиваются в море и несколько южнее, в районе г. Астары, сворачивают на северо-запад и оконтуривают всю Талышскую горную область.

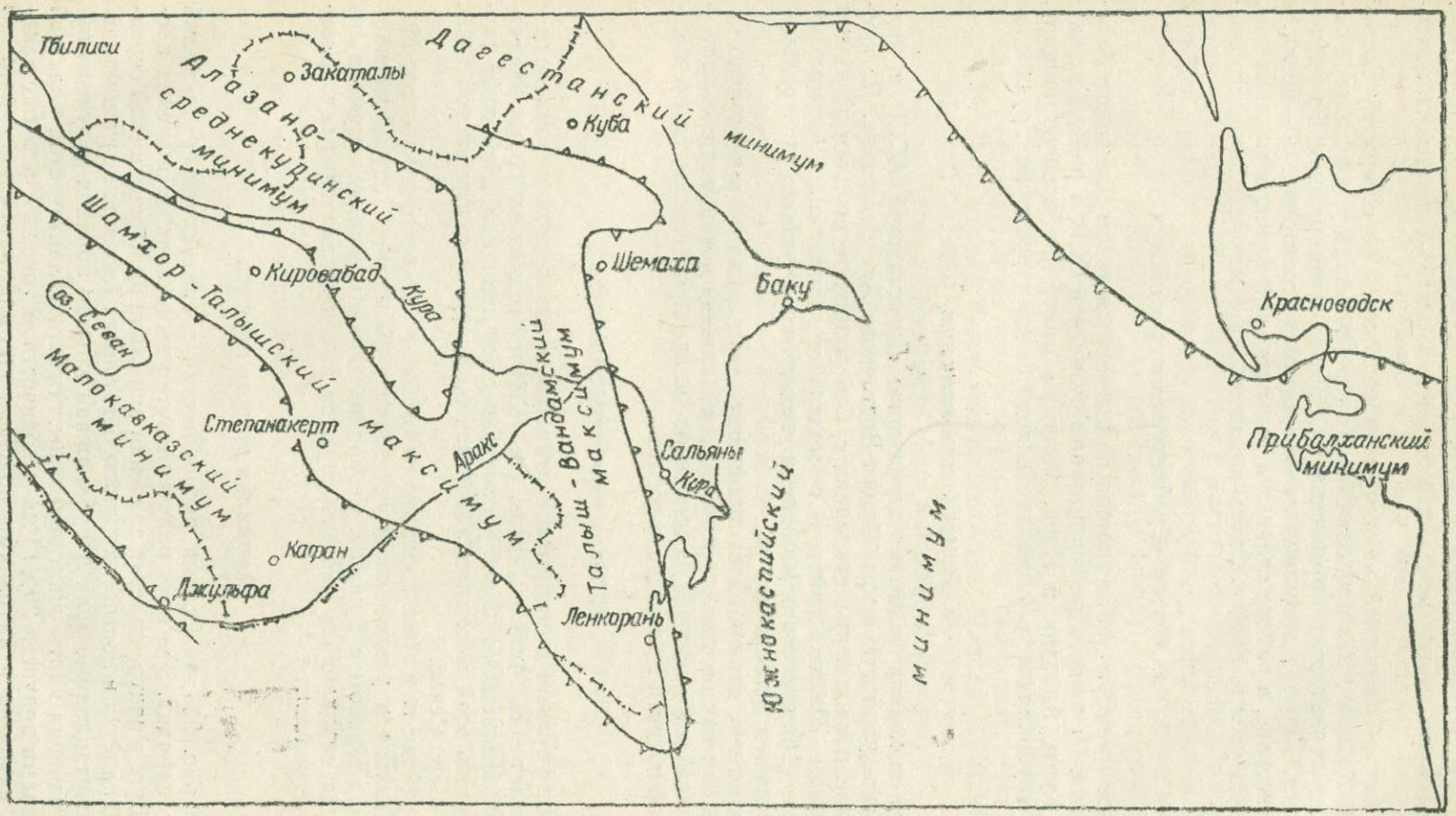


Рис. 21. Гравитационные аномалии Азербайджана первого порядка

В районе Ждановска, к северо-западу от Талышско-Вандамского максимума, отделяется другая ветвь Талышско-Шамхорско-Вандамского максимума, именуемая в дальнейшем Шамхор-Талышским максимумом.

Шамхор-Талышский максимум протягивается по северному склону Малого Кавказа. Его продолжение на северо-западе узкой полосой заходит на территорию Грузинской ССР, охватывая районы Болниси и Манглиси. Ширина аномалии на северо-западе составляет 80—50 *км*, а на юго-востоке, в районе слияния с Талышско-Вандамским максимумом, несколько увеличивается. Здесь же отмечается максимальное его значение.

в. Алазано-Среднекуринский минимум

Этот минимум протягивается по низменным зонам Западного Азербайджана. На западе, на территории Грузинской ССР, в районе междуречья Куры, Алазани и Иори, минимум имеет наибольшую ширину. Самая глубокая часть аномалии находится на территории Грузинской ССР.

г. Дагестанский минимум

Эта аномалия занимает территорию Дагестанской АССР и прикаспийско-кубинскую часть Северо-Восточного Азербайджана. Ее юго-восточное продолжение совпадает с Североприапшеронским глубоким минимумом Южнокаспийской региональной аномалии. Минимальное значение Дагестанского минимума находится в районе центральной части горного Дагестана.

Возможно, данное название описываемого минимума несколько неудачно, так как он на территории Азербайджана совпадает с областью Предкавказского прогиба, а на северо-западе прослеживается по высокогорной области Кавказского хребта.

д. Малокавказский минимум

Этот крупный минимум ориентирован в кавказском направлении и охватывает весь Малый Кавказ. Он является самым глубоким элементом гравитационного фона рассматриваемой площади. Наиболее глубокая часть этой аномалии находится на территории Армянской ССР, южнее озера Севан.

В районе г. Кафан изоаномалы огибают юго-восточную часть Малого Кавказа и уходят на северо-запад параллельно государственной границе с Ираном и Турцией. Северо-восточное крыло минимума и его восточная периклиналь характеризуются высокими значениями горизонтальных градиентов.

Аномалии второго порядка

На рис. 22 дана схема расположения гравитационных аномалий второго порядка. Эти поля получены путем вычитания из значения аномалии Буге в центре палетки значения аномалии на площади всей осредняющей палетки и построения карты остаточных (локальных) аномалий.

Гравитационные поля Азербайджана второго порядка получены путем осреднения карты аномалий силы тяжести эллиптической палеткой с размерами полуосей 20×15 *км* и количеством точек 47, а также квадратной палеткой с размерами полуосей 45×45 *км* и количеством точек 81.

Карты локальных полей, полученные путем осреднения сводной карты аномалий силы тяжести с применением эллиптической палетки, были составлены нами для Восточного Азербайджана в 1958 г. и И. О. Циммельзоном для Азербайджана в целом в 1962 г. Карта с применением квадратной палетки составлена нами в 1963 г. На профильных разрезах земной коры показаны кривые локальных аномалий, полученные при применении обеих палеток. Как видно из сопоставления этих кривых, размеры и очертания описанных выше локальных максимумов изменяются незначительно и в общих чертах эти аномалии совпадают. На рис. 22 резко бросается в глаза наличие двух групп аномалий. Максимумы первой группы расположены в Восточном Азербайджане и в межгорной области, а вторая группа максимумов расположена на Малом Кавказе. Существенное морфологическое различие заключается в том, что аномалии Восточного Азербайджана наиболее протяженные и сориентированы в кавказском или близком к этому направлении. Максимумы Малого Кавказа имеют сложные очертания и расположены почти беспорядочно.

К первой группе аномалий следует отнести следующие поля: Яламинское (конфигурация окончательно еще не выяснена); Кусары-Хачмасское; Дибрарское; Исмаиллы-Белоканское; Явандаг-Сангачальское; Навагинское; Саатлы-Кюрдамирское; Геокчай-Мингечаурское; Эльдарское (расположено в бассейне р. Иори в Эльдарской степи).

Ко второй группе региональных максимумов относятся аномальные поля Малого Кавказа: Предталышское; Чахырлы-Наримановское; Маргунинское; Муганлы-Гюлятагское (простирается от Агджабедов до Аторка через среднее течение р. Тертер); Кировабад-Казахское (или Шамхорское; Садахлинское; Муровдагско-Шахдагское; Мыхтукянское или Шальвинское (максимум простирается по долинам рек Акарачай и Тутхун); Садарак-Бадамлы-Ордубадское (в СВ части территории Нахичеванской АССР); Нахичевано-Джульфинский максимум (простирается вдоль реки Аракса от Нахичевани до Джульфы).

Региональные гравитационные ступени

Наиболее протяженная и довольно интенсивная гравитационная ступень на востоке от Красноводского полуострова, дугообразно огибая Апшеронский порог, протягивается в Каспийском море на северо-запад до его западного побережья. Горизонтальный градиент ступени, назовем ее Махачкала-Красноводская, составит на востоке 2—4 *мгл/км*, а на северо-западе 1—1,5 *мгл/км*. На юго-западе Махачкала-Красноводская ступень сменяется Южнокаспийским минимумом первого порядка.

Вторая, наиболее интенсивная, но менее протяженная ступень простирается в ЮЮВ направлении от с. Лагич (окрестность г. Шемахи) до Астары. Здесь изоаномалы резко заворачивают на северо-запад и огибают Талышское нагорье. Градиент этой меридиональной ступени достигает 4 *мгл/км*.

Талыш-Вандамский максимум на западе также ограничен ступенью, которая по сравнению с восточной Лагич-Кызылагачской имеет меньший градиент.

Четвертая ступень проходит в юго-восточном направлении, севернее озера Севан, через среднее течение р. Тертер. Эту ступень будем называть Ардабил-Лачин-Дилижанской. Горизонтальный градиент Ардабил-Лачин-Дилижанской ступени — 2—4 *мгл/км*. Максимальную сгущенность изоаномал наблюдаем в районе Лачина.

Таким образом, на рассматриваемой территории отмечаются четыре наиболее ярко выраженные гравитационные ступени. Остальные, менее

интенсивные и непротяженные ступени, разграничивают отдельные аномальные зоны и имеют подчиненный характер.

Кроме описанных ступеней на карте аномалий силы тяжести можно выделить еще одну ступень, если обратить внимание на общий характер гравитационного поля вдоль южного склона Большого Кавказа и сопоставить его с данными геологии этой зоны. От Апшеронского полуострова на юг абсолютное значение аномалии увеличивается на 0,5—1,0 *мгл/км*. В этом же направлении мощность наиболее рыхлых и молодых осадочных образований растет. Условный сейсмический горизонт, соответствующий подошве акчагыльского яруса, изменяет свой уровень залегания в том же направлении от 0 до 5 *км* ниже поверхности моря. Такая мощность малоуплотненных осадков антропогена и верхнего плиоцена, при разности плотностей 0,3 *г/см*^{3}, создает отрицательное гравитационное поле порядка 63 *мгл*. Аномалии силы тяжести в редукции Буге в этом направлении увеличиваются. Следовательно, здесь получается гравитационная ступень с амплитудой порядка 100 *мгл*.

Рассуждая подобным образом, легко установить, что вдоль южного склона Большого Кавказа простирается пятая гравитационная ступень, которая на карте аномалий Буге выражена нечетко. Амплитуда этой ступени достигает максимума на юго-восточном окончании Большого Кавказа. В районах Вандама и Исманллов выделить этот градиент сложнее из-за прохождения здесь меридионально-направленной Лагич-Кызылагачской ступени.

Шестая, менее ярко выраженная гравитационная ступень характеризует северный склон Малого Кавказа. Эта ступень на востоке проходит через Мильскую степь и в Муганской степи соединяется с Куткашен-Чахырлинской ступенью.

Градиент в области гравитационной ступени северного склона Малого Кавказа не более 2 *мгл/км*.

Седьмая ступень ограничивает Малокавказский минимум с юго-запада и простирается по территории Армянской ССР. Проходит эта ступень по линии Ереван—Ордубад. Градиент — 1—2 *мгл/км*.

3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА

Карта гравитационных аномалий Азербайджана охватывает часть Тавро-Кавказской геосинклинальной области, которая имеет следующее глубинное строение. С северо-востока на юго-запад эпигерцинская платформа сменяется платформенным склоном с моноклинальным залеганием на кристаллическом основании мезокайнозойских пород. Мощность последних в юго-западном направлении постепенно увеличивается.

В предгорной полосе мезокайнозойские отложения резко увеличивают свои мощности и образуют предгорный прогиб. В центральном поднятии отложения кайнозоя исчезают, а мезозойские образования, преимущественно юрские породы, высоко приподняты и образуют как бы огромный свод. На юге опять наблюдаем глубокое прогибание, заполненное мезокайнозойскими образованиями. Далее, на юго-запад, по данным геофизических исследований, мощность глубинных масс уменьшается, хотя мощность кайнозойских слоев все еще преобладает. Если учесть, что мощность земной коры под горами намного больше, чем в платформенных областях, то схематично строение земной коры можно представить так, как оно изображено на рис. 23.

Рассмотрим теперь, как будет влиять такое строение земной коры на возникновение региональных гравитационных аномалий. Предположим, что ниже поверхности Мохоровичича аномалиобразующих факто-

ров нет. Допустим также наличие на глубине границ переходов от кислых разностей горных пород к основным и к ультраосновным.

Если считать, что под поверхностью Мохоровичича залегают породы, состоящие из перидотитов, то плотность этих пород следует брать в пределах 3,30—3,40. Учитывая большую глубину погружения, принимаем плотность равной 3,50. Базальтовый слой, по-видимому, должен отличаться основным магматическим составом, состоящим из габбро, диабазов, базальтов, лабрадора, близких по химическому составу к эклогитам. Плотность этих пород, как правило, изменяется в пределах

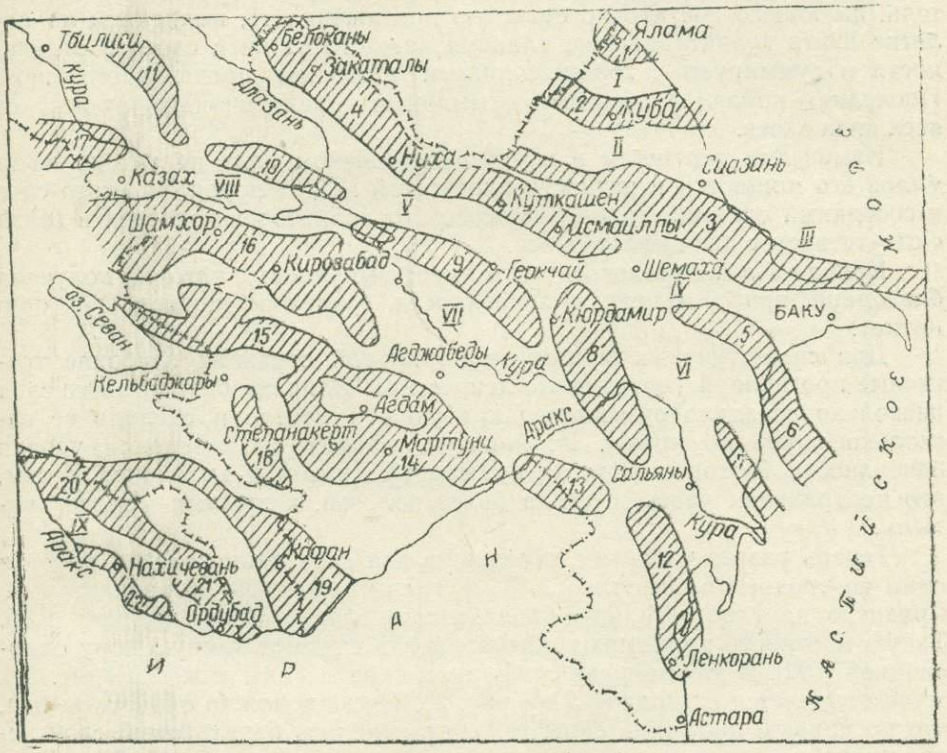


Рис. 22. Локальные гравитационные аномалии Азербайджана второго порядка:

Максимумы: 1 — Яламинский; *2* — Кусары-Хачмасский; *3* — Дибрарский; *4* — Исмаиллы-Белоканский; *5* — Яваидаг-Сангачальский; *6* — максимум Бакинского архипелага; *7* — Навагинский; *8* — Саатлы-Кюрдамирский; *9* — Геокчай-Мингечаурский; *10* — Эльдарский; *11* — Сагареджский; *12* — Предталышский; *13* — Чахырлы-Нариманский; *14* — Мартунинский; *15* — Муровдагско-Шахдагский (восточная часть — Муганлы-Гюлятагский); *16* — Кировабад-Казахский (Шамхорский); *17* — Садахлинский; *18* — Шальвинский (Мыхтукянский); *19* — Кафанский; *20* — Садарак-Бадамлинский; *21* — Бадамлы-Ордубадский; *22* — Нахичевано-Джульфинский.

Минимумы: *I* — Гиляро-Худатский; *II* — минимум северного склона Большого Кавказа: *III* — Североприапшеронский; *IV* — Апшероно-Центральнокобыстанский; *V* — Алазано-Агричайский; *VI*—Нижне-Куринский; *VII*—Евлах-Агджабединский; *VIII*—Чатминский; *IX*—Джагринский

2,86—3,03. Учитывая также большую глубину погружения, принимаем плотность пород базальтового слоя равной 3,00. Плотность пород гранитного слоя принимаем, исходя из данных многочисленных определений, приведенных в разделе «Плотностная характеристика горных пород Азербайджана». При этом допускаем, что гранитный слой состоит из древнейших метаморфических и магматических пород гранодиоритового состава. Плотность этих пород изменяется в широких пределах — от 2,65 до 2,85. Учитывая глубину погружения и большую податливость кислых пород к изменениям давления, за среднюю плотность гранитного слоя принимаем величину 2,75. Осадки палеозоя и нижней части мезозоя представлены обычно метаморфизованными и сильно уплотненными разностями осадочных пород. Так, в Центральном поднятии Кавказа породы юрского возраста представлены метаморфизованными сланцами плотностью 2,65—2,75. Плотность для палеозойских пород принимаем

равной 2,70, для мезозойских — 2,65. Плотность осадков кайнозоя с глубиной увеличивается постепенно. Эти породы малоуплотнены и еще не успели метаморфизоваться.

По аналогии с данными определения плотностей третичных пород в Азербайджане, для этой толщи, представленной глинистыми породами, принимаются два значения плотностей: для верхней части разреза кайнозойских слоев — 2,30, для нижней, с учетом гравитационного уплотнения, — 2,50.

Считая разрез земной коры (см. рис. 23) поперечным разрезом тела, имеющего достаточно большую протяженность, вычисляем по палетке Юнга гравитационные влияния каждого из пяти слоев в отдельности и суммируем с гравитационным влиянием предыдущего слоя. Последняя кривая *5* отражает суммарный гравитационный эффект от всех пяти слоев.

Изменение плотности в верхнепалеозойском слое не учтено из-за малой его мощности и разности плотностей между породами этого слоя и соседними слоями. Нижний палеозой от гранитов не отделен в связи с отсутствием в них дефекта масс.

Кривая *5* в центральной части имеет выпуклость, которая получена благодаря приближению к поверхности гранитов (центральное поднятие).

Два симметричных минимума на кривой отразили глубокие третичные прогибания (предгорные депрессии). Влияние базальтового слоя несколько сгладило суммарную кривую *4* в центре и сделало ее несколько круче по краям. И, наконец, эффект от изменения уровня поверхности Мохоровичича на суммарной кривой *5* выразился в том, что центральная часть ее стала более пологой, а крылья — более крутыми.

Теперь разрез упростим, объединив два слоя кайнозойских пород в один со средней плотностью 2,35 и гранитный слой с базальтовым. Среднюю плотность гранито-базальтового слоя примем равной 2,85. Такую плотность принимают обычно, когда считают земную кору однослойной [102]. В этом случае суммарная кривая силы тяжести (рис. 24) мало отличается от кривой *5* на рис. 23. Отсюда можно сделать вывод, что по кривым аномалий силы тяжести выделить базальтовый слой невозможно[1].

Фактически на форму суммарных кривых на обоих графиках основное влияние оказали предгорные прогибы и изменение мощности земной коры в целом.

Сопоставим теперь кривую суммарного гравитационного эффекта гипотетического разреза земной коры с наблюденной кривой аномалии Буге в Азербайджане. Для этого выберем профильный разрез, пересекающий юго-восточную часть Большого Кавказа. Профиль, изображенный на рис. 25, на северо-восточном конце пересекает эпигерцинскую платформу в средней части Каспийского моря и предгорный прогиб, являющийся морским продолжением Кусаро-Дивичинского синклинория. В центральной части профиля отмечается юго-восточное продолжение центрального поднятия Большого Кавказа. А на юго-западе показана Джейранкечмезская депрессия, которая является юго-восточным продолжением южного предгорного прогиба мегантиклинория Большого Кавказа.

Из сопоставления вытекает следующее: поскольку мощность осадочных пород и земной коры в целом на рассматриваемой территории изменяется в широких пределах, то изменением уровня залегания по-

[1] Приведенный пример характеризует лишь неоднозначность обратной задачи гравиразведки при наличии многослойного разреза. (*Ред.*).

верхностей Мохоровичича и кристаллического фундамента можно объяснить наблюдаемые аномалии силы тяжести. Геологическое значение региональных гравитационных аномалий первого порядка заключается в том, что эти поля позволяют провести границу предгорных депрессий и центральных поднятий и наметить зоны расположения корней мегантиклинориев. На участках, где мощность земной коры изменяется резко, можно предположить наличие глубинных разломов.

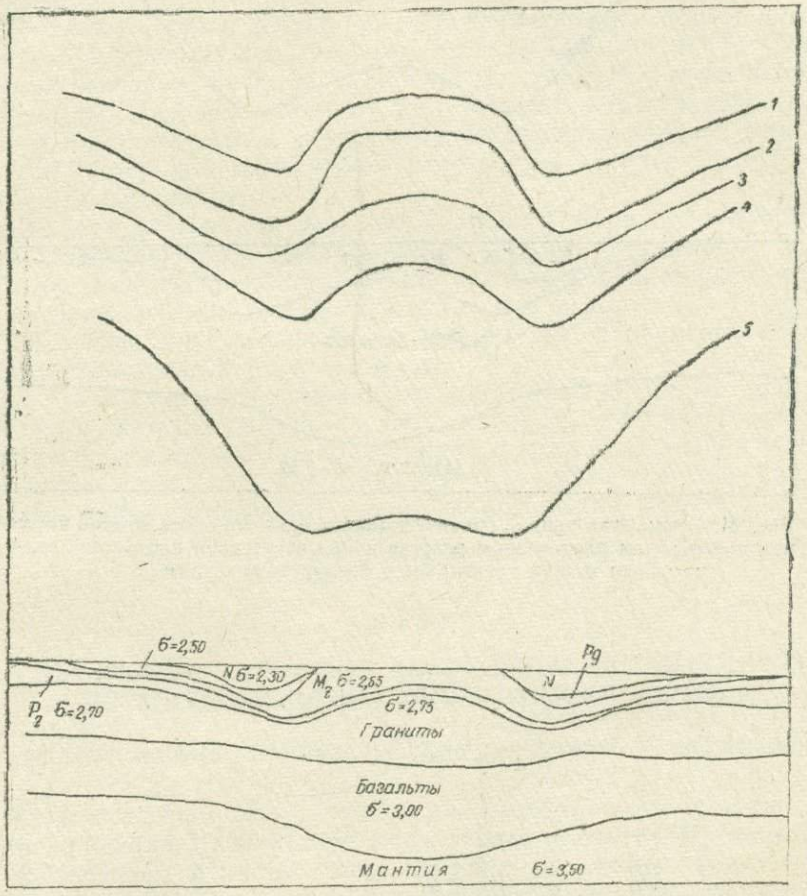


Рис. 23. Гравитационное влияние слоев земной коры в разрезе гипотетической альпийской геосинклинали. Каждая последующая кривая представляет суммарный гравитационный эффект, последовательно идущих вниз по разрезу слоев:

1 — неогена; 2 — третичного; 3 — третичного и мезозоя; 4 — третичного, мезозоя и гранитного; 5 — суммарная кривая гравитационного влияния всех слоев.

Для сопоставления был приведен более или менее идеализированный разрез земной коры, которым характеризуется юго-восточное окончание Большого Кавказа. В большинстве же случаев наблюденная кривая силы тяжести в Азербайджане осложнена целым рядом относительных максимумов и минимумов.

Для определения геологического значения аномалий второго порядка обратимся к геологическому разрезу Кубинско-Прикаспийской зоны, где заведомо известно, что строение осадочного чехла не осложнено магматизмом.

Профильный разрез, представленный на рис. 26, своим северо-восточным крылом пересекает южный край эпигерцинской платформы, а юго-западный конец подходит к центральному поднятию Большого Кавказа.

По данным бурения, сейсмо- и электроразведки вдоль этого профиля можно провести подошву третичных пород. Сопоставление кривой

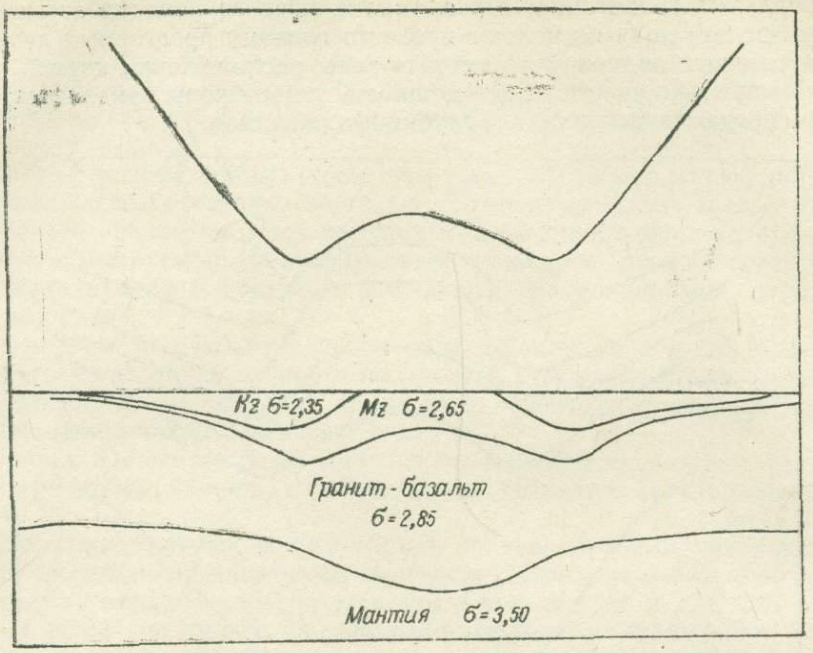


Рис. 24. Суммарная кривая гравитационного влияния слоев земной коры при упрощенном плотностном разрезе и при отсутствии плотностей границы между гранитным и базальтовым слоями

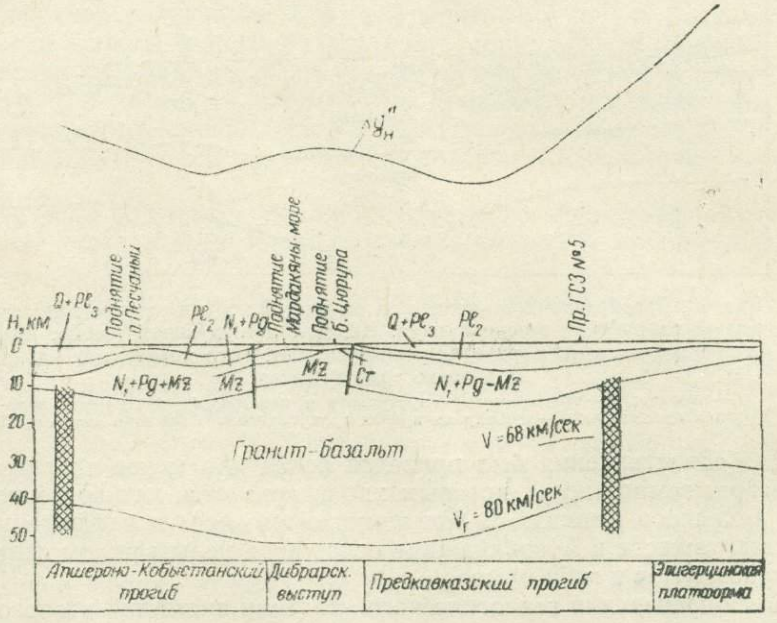


Рис. 25. Разрез земной коры Юго-Восточного Кавказа и его гравитационное отражение. Линия профиля пересекает Апшеронский полуостров. Зоны глубинных разломов заштрихованы

аномалий силы тяжести второго порядка со строением третичного комплекса показывает, что участок максимального прогибания земной коры

в Кусаро-Дивичинском синклинории характеризуется максимумом. Последний становится более выразительным, если из наблюденного значения аномалии Буге вычесть гравитационное влияние дефекта масс в кайнозойских слоях.

Кривая вертикальной составляющей и аномалий геомагнитного поля ведет себя спокойно и отличается слабо дифференцированным отрицательным значением. Это характерно для всего Кусаро-Дивичинского синклинория.

Убедившись, что в районе развития максимума второго порядка, названного в предыдущем разделе, Кусары-Хачмасским, отсутствуют внедрения основных интрузий, и определив глубину залегания цилиндрической массы, имеющей плотность 2,75, находим, что поверхность этого тела, или в данном случае поверхность метаморфизованного домезозойского основания, под максимумом залегает на глубине 7 *км*. Отсюда вытекают важные выводы.

1. Кусаро-Хачмасский максимум второго порядка соответствует выступу кристаллического фундамента.

2. Под 5-*км* толщей кайнозоя залегает 2-*км* толща мезозоя, которая лишь на 20 *км* юго-западнее имеет мощность 8—9 *км*.

3. Прогибы кристаллического фундамента заполнены осадками мезозойского возраста.

Все это иллюстрирует геологическое значение аномалий силы тяжести второго порядка. В тех случаях, когда в геологическом разрезе имеются глубинные разломы и связанные с ними внедрения и излияния магматических тел, для выяснения геологического значения аномалий необходим более углубленный анализ геологических фактов.

ГЛАВА V

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ЧАСТИ ПРЕДКАВКАЗСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Северо-восточная часть территории Азербайджана и прилегающие морские площади Каспийского моря входят в состав Предкавказской геотектонической области. Эта область на схеме тектонического районирования [75] именуется Предкавказским мегасинклинорием. Азербайджанская часть этой геоструктуры включает в себя Прикаспийско-Кубинскую зону и ее морское продолжение, соответствующее самому глубокому минимуму силы тяжести на Каспийском море.

Геология азербайджанской части мегасинклинория подробно описана В. Е. Хаиным и Ф. С. Ахмедбейли [109], которые обобщили все имеющиеся данные по состоянию на 1957 г.

В Прикаспийско-Кубинской зоне Предкавказского мегасинклинория развит мощный комплекс третичных и четвертичных отложений, окаймленных на юге и на западе выходами мезозойских пород. Мощности среднеюрских осадков по геологическим данным неизвестны; неизвестно также наличие на глубине образований нижнеюрского возраста. Верхнеюрские породы имеют ограниченное распространение и развиты в периферийных областях. Возможно, верхнеюрские отложения в Прикаспийско-Кубинской зоне отсутствуют.

Меловые отложения на Яламинском участке имеют мощность до 1000 *м*. В других районах Прикаспийско-Кубинской области меловые породы имеют ограниченные мощности. По-видимому, в меловое время

суммарное прогибание земной коры в рассматриваемой области не превышало 1000 *м*.

Широкое распространение имеют третичные отложения; полоса максимальных их мощностей располагается ближе к южному склону Большого Кавказа. Мощность третичных пород на разрезах скважин Худатского района составляет 1400—2626 *м*, Яламы — 1788—2110 *м*.

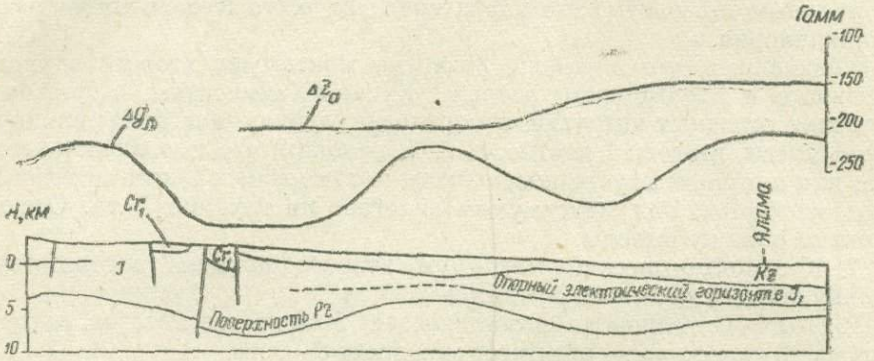


Рис. 26. Геологический разрез по профилю № 1 в Прикаспийско-Кубинской области (см. рис. 30).

Аномалии второго порядка отражают строение домезозойского фундамента. Δg_i — кривая локального поля силы тяжести Δz_a — вертикальная составляющая аномалии геомагнитного поля

Отложения палеогена характеризуются меньшей мощностью и составляют несколько сот метров. Неоген имеет большое распространение и большие мощности. В районе Дивичей мощность неогена больше 4000 *м*. Максимальная мощность четвертичных отложений обнаружена в районе Худата — 560 *м*. В остальных районах мощность меняется в пределах от 0 до 500 *м*.

Тектоника Прикаспийско-Кубинской зоны, достаточно полно изучена грави-, электро- и сейсморазведкой. Материалы этих исследований совместно с данными бурения позволили выявить ряд поднятий в третичных и мезозойских слоях [4, 41, 115, 119а]. В тектонической схеме рассматриваемой зоны различаются две системы антиклинальных поднятий:

1. Структуры, развитые на севере — Яламинская, Худатская и Хачмасская. Это пологие брахиантиклинальные поднятия, характерные для зоны перехода от геосинклинальных областей к платформе.

2. Меньшие по размерам Советабадская, Ситалчайская, Гядысуйская, Афурджинская и другие структуры юго-западной части Прикаспийско-Кубинской зоны. Эти структуры и разделяющие их синклинали характеризуются сложным строением и типичны для геосинклинальных областей.

Глубина изученности геологического строения по данным бурения и сейсморазведки не превышает 3500 *м* и охватывает третичный комплекс и верхи мезозоя[1]. Данные электроразведки освещают глубинное строение зоны до 8000 *м* (рис. 27). Представленная на рис. 27 структурная схема по опорному электрическому горизонту высокого сопротивления, составленная Х. Д. Джафаровым [4], освещает тектонику восточной части площади. Опорный электрический горизонт, по мнению Х. Д. Джафарова, соответствует поверхности неоднородности внутри средне- или нижнеюрских отложений. Породы нижней юры, выступающие в центральной части Большого Кавказа, более метаморфизованы, чем породы

[1] По состоянию изученности на 1962 г. (*Ред.*).

средней юры. Возможно, этот горизонт соответствует границе между средне- и верхнеюрскими отложениями.

Прикаспийско-Кубинская зона и ее морское продолжение на карте регионального гравитационного поля совпадает с Дагестанским минимумом. Морская часть аномалии, Североприапшеронская, является наиболее глубоким минимумом депрессионных областей Азербайджана.

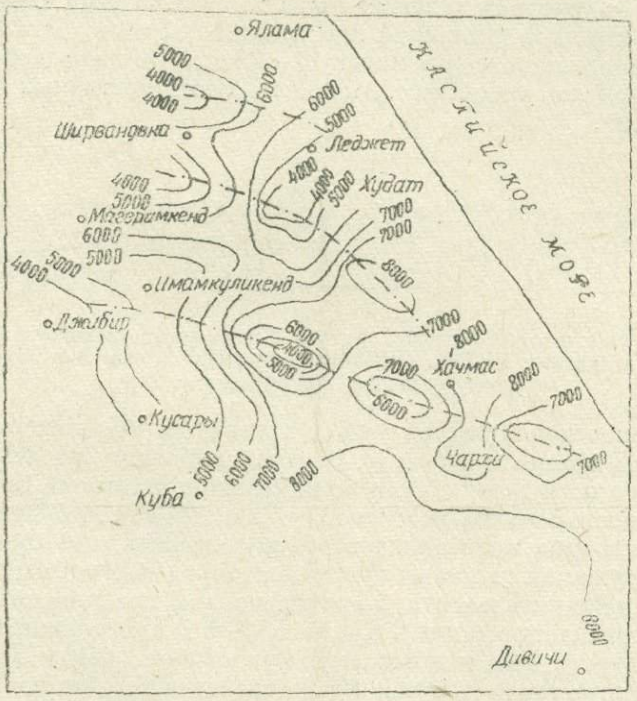


Рис. 27. Структурная схема Прикаспийско-Кубинской зоны по опорному электрическому горизонту высокого сопротивления (по Х. Д. Джафарову)

Природа этого минимума тесно связана со строением третичного комплекса, так как по данным сейсморазведки в этой морской зоне подошва продуктивной толщи залегает на глубине более 4 км.

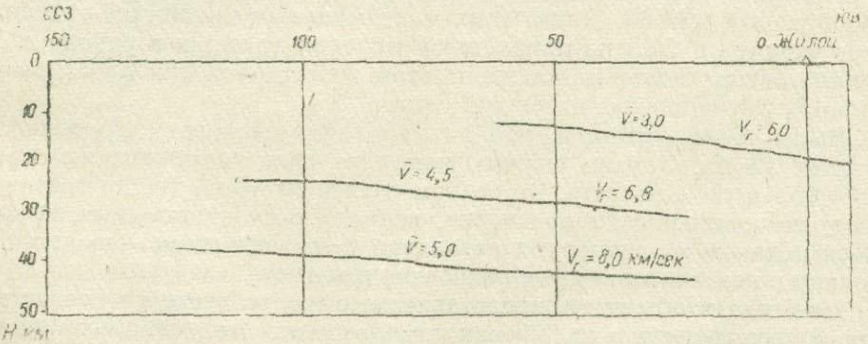


Рис. 28. Профиль ГСЗ № 5 на Каспийском море [8] (схему расположения см. на рис.47)

Как показывают результаты ГСЗ, глубина залегания подошвы земной коры в зоне морского продолжения Предкавказского мегасинклинория не превышает 45 км, а по направлению к эпигерцинской платформе поверхность Мохоровичича поднимается (рис. 28). Между тем,

глубокий гравитационный минимум здесь замыкается. Следовательно, природа Прикаспийско-Кубинского минимума и его морского продолжения — Североприапшеронского минимума — должна быть связана с условием залегания поверхности кристаллического фундамента.

Природа отражений от больших глубин в широкой синклинальной части сейсмического профиля, изображенного на рис. 29, также может быть связана с условием залегания фундамента. Иными словами, региональный минимум, занимающий пространство Прикаспийско-Кубинской зоны и Североапшеронскую морскую область, вызван дефектом масс в мезокайнозойском комплексе. Мощность слоев третичных пород точно не установлена.



Рис. 29. Сейсмический профиль района Североприапшеронского морского минимума (данные КМГР). Отражающие площадки частично объединены (схему расположения см. на рис. 92)

При разности плотностей между третичным комплексом осадков и мезозойскими слоями в 0,3 *г/см*^{3}, по приближенному расчету, величина кайнозойского погружения, судя по изменению аномалий Буге, составит 12 *км*. Плотность осадков мезозоя на этих глубинах не будет отличаться от плотности пород кристаллического фундамента, поэтому найденная глубина погружения подошвы третичных пород фактически будет соответствовать действительности. Характерно, что средняя пластовая скорость на морских профилях ГСЗ № 5, 8 и 2 для толщи, залегающей выше поверхности кристаллического фундамента, равна 3 *км/сек*. Как было отмечено в разделе «Физические свойства горных пород Азербайджана», такая скорость характерна для третичного комплекса осадков, погруженных на глубину свыше 4 *км*, а на глубине от 4 до 9 *км* эта скорость увеличивается очень медленно.

По данным сейсморазведки зона максимальных значений мощностей третичных пород в зоне Северо-Приапшеронского минимума простирается в Кавказском направлении и продолжается в зоне Кусаро-Дивичинского синклинория, где кайнозойские отложения образуют заливообразный прогиб. Далее зона максимальных мощностей третичных слоев уходит на ССЗ по прибрежной морской полосе и в районе г. Махачкала заворачивает на запад. В этом же направлении простираются изолинии региональных аномалий Буге.

Выше было отмечено, что размер кайнозойского погружения составляет 12 *км*. Трудно сказать какая из свит третичного комплекса имеет бо́льшую мощность. Во всяком случае из 12-*км* толщи третичных пород, по данным сейсморазведки, верхняя 6-*км* толща должна относиться целиком к плиоцену, а остальная часть в основном — к олигоцену, миоцену и незначительно — к палеоцену и эоцену.

Для того чтобы иметь представление о геологическом строении подстилающего третичные отложения комплекса и о поведении его кристаллического основания, обратимся к данным магнитометрии, гравиметрии и электроразведки. На карте локальных аномалий силы тяжести в северном углу зоны в районе Яламы отмечается оваловидный максимум с амплитудой около 8 *мгл* (рис. 30). Изолинии, оконтуривающие этот максимум на юге, уходят в море. Наблюдаемая ширина аномалии у берега моря составляет 30 *км*. Между населенными пунктами Худат-Хачмас и Худат-Кусары, Яламинский максимум сменяется региональ-

ным минимумом второго порядка — Гиляро-Худатским. На северо-западе, в долине р. Самур, амплитуда минимума составляет 8 *мгл*. Ширина аномалии между Худатом и Кусарами равна 20 *км*. Далее на юг вырисовывается региональный максимум, названный Кусары-Хачмасским. В районе г. Кубы ось максимума меняет свое направление с широтного на кавказское. В районе изменения направления оси аномалии максимум уменьшает свое значение от +6 *мгл* до 0, а затем в районе, расположенном восточнее Хачмаса, у берега Каспийского моря, достигает +2 *мгл*. Ширина максимума составляет 15—20 *км*. На юге от этого максимума отмечается глубокий минимум с амплитудой на юго-востоке около 25 *мгл*, а на северо-западе — 12 *мгл*. Склоны минимума

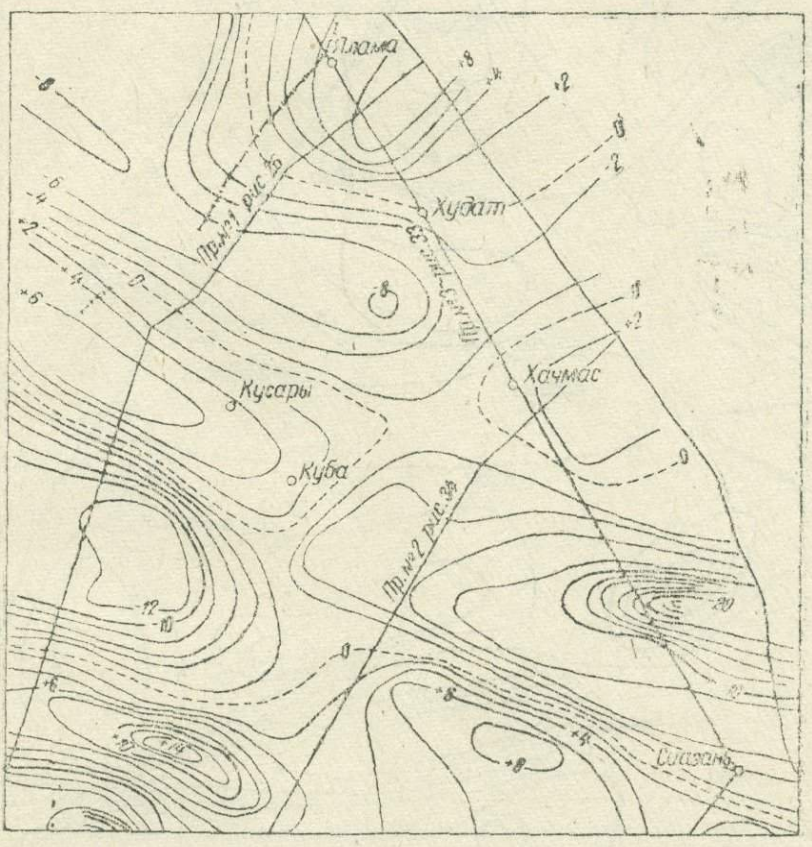


Рис. 30. Карта локальных аномалий силы тяжести второго порядка Прикаспийско-Кубинской области. Осредняющая палетка квадратная, 45×45 км²

крутые. В центральной части аномалии отмечается седлообразный переход, разделяющий этот минимум на более интенсивную восточную часть и менее интенсивную западную. Ширина аномалии изменяется в пределах 20—30 *км*. Далее, на юге, расположен интенсивный Дибрарский максимум, который входит в состав аномальной зоны юго-восточного окончания Большого Кавказа.

Характерной чертой всех описанных аномалий силы тяжести второго порядка Прикаспийско-Кубинской зоны является то, что эти аномалии на участках изменения направлений их осей осложнены седловидными переходами от более интенсивных участков к менее интенсивным.

На рис. 31 представлена карта локальных аномалий, полученная

И. О. Цимельзоном (1962 г.) путем осреднения эллиптической палеткой с полуосями 15×20 *км*. Сопоставление рис. 30 и 31 показывает, что локальные аномалии второго порядка более выразительны на карте, полученной путем осреднения квадратной палеткой со стороной 45 *км*.

По аномалиям вертикальной составляющей геомагнитного поля (рис. 32) Прикаспийско-Кубинская зона почти не расчленяется. Для этой зоны, как для Апшеронской и Нижне-Куринской областей, характерен глубокий отрицательный фон. Значения аномалий колеблются от 100 до 300 *гамм*.

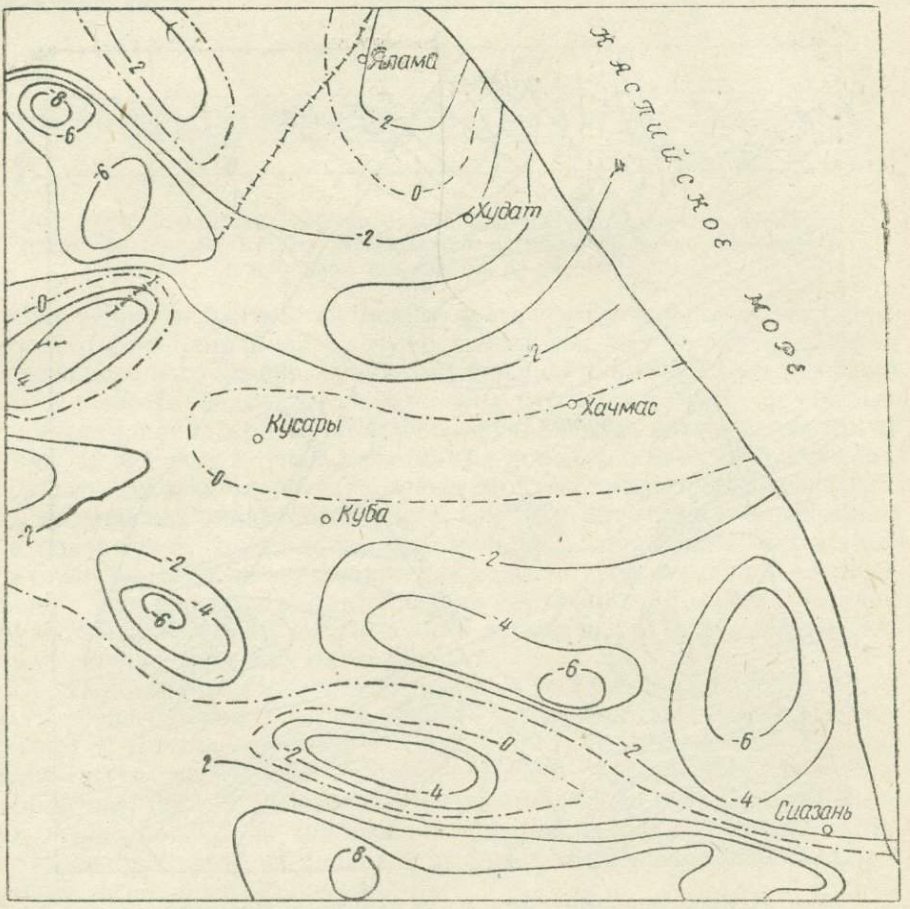


Рис. 31. Карта локальных аномалий силы тяжести второго порядка Прикаспийско-Кубинской области. Осредняющая палетка эллиптическая с полуосями 15 и 20 *км*.

Сопоставление карт гравитационных и магнитных аномалий показывает, что региональным максимумам силы тяжести не соответствует ни одна магнитная аномалия. Отсюда вывод: гравитационные аномалии второго порядка Прикаспийско-Кубинской зоны характеризуют строение кристаллического фундамента, в котором отсутствует внедрение основных интрузий, а в мезокайнозойском комплексе нет пластов эффузивных пород. На геологических разрезах (рис. 26, 33 и 34), заданных — первый — по пограничной полосе Дагестанская АССР — Азербайджанская ССР, второй — по линии Ялама—Хачмас—Сиазань, третий — по линии Хачмас—Афуружа, нижняя граница третичного комплекса построена по данным бурения и сейсморазведки.

Мелкие структурные осложнения в третичном комплексе на разрезах не отражены или отражены слабо из-за мелкого масштаба построения.

Интерпретация электроразведочного материала дает возможность осветить тектонику мезозойских пород [1, 16]. По этим данным структурный план по поверхности опорного электрического горизонта высокого сопротивления, отнесенного к нижнеюрским отложениям, резко отличается от плана складчатости третичных слоев. На схематической структурной карте (см. рис. 27) по электрическому горизонту нижне-

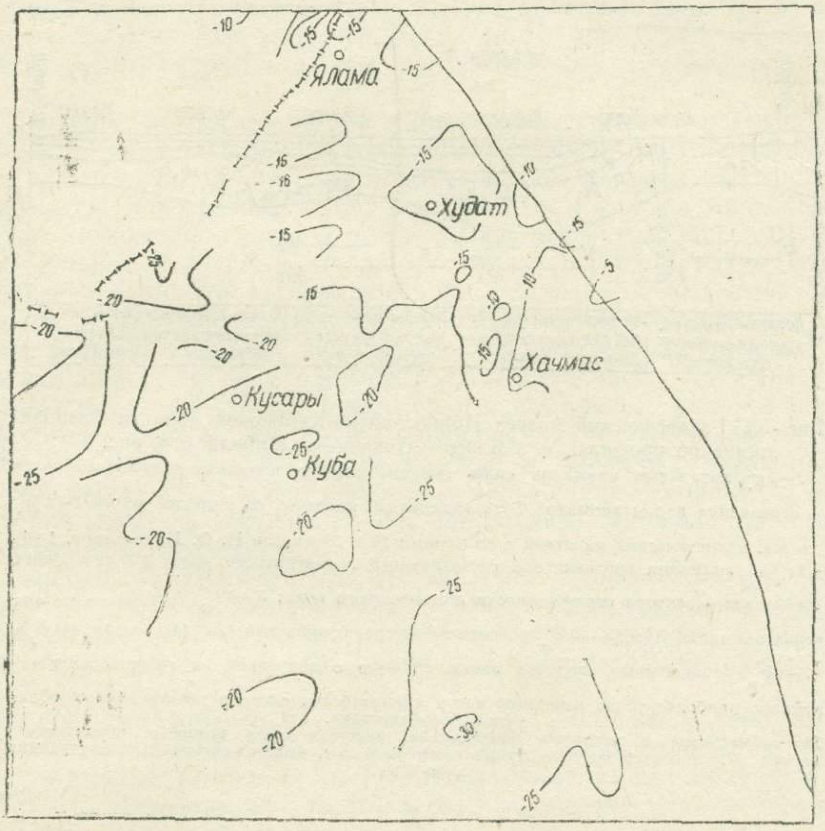


Рис. 32. Карта аномалий вертикальной составляющей геомагнитного поля Прикаспийско-Кубинской области (данные КМГР). Оцифровка изолиний в десятках гамм

юрских отложений отмечается большая глубина опорного горизонта в восточной части Прикаспийско-Кубинской зоны — 6—8 *км*.

На рис. 26, 33 и 34 кроме поверхностей, соответствующих кайнозойскому комплексу и опорному электрическому горизонту, изображена и поверхность кристаллического фундамента. При нахождении глубин залегания фундамента, подстилающего мезозойский комплекс, разность плотностей между ними была принята равной 0,1 *г/см*^{3} (обратная задача гравиметрии решалась методом подбора по палетке). При этом считалось, что линейно-протяженный Кусары-Хачмасский максимум вызван аномалеобразующим телом цилиндрической формы, а Яламинский максимум — телом, имеющим форму шара, поскольку известная часть этой аномалии на суше более или менее овального очертания.

В результате такой интерпретации замечаем, что поверхность кристаллического фундамента имеет три выступа, разделенных прогибами,

заполненными мощной толщей осадков, преимущественно юрского возраста (мощность меловых пород в рассматриваемой зоне изменяется в незначительных пределах). Поскольку район развития Кусары-Хачмасского максимума совпадает с прогибом, заполненным породами тре-

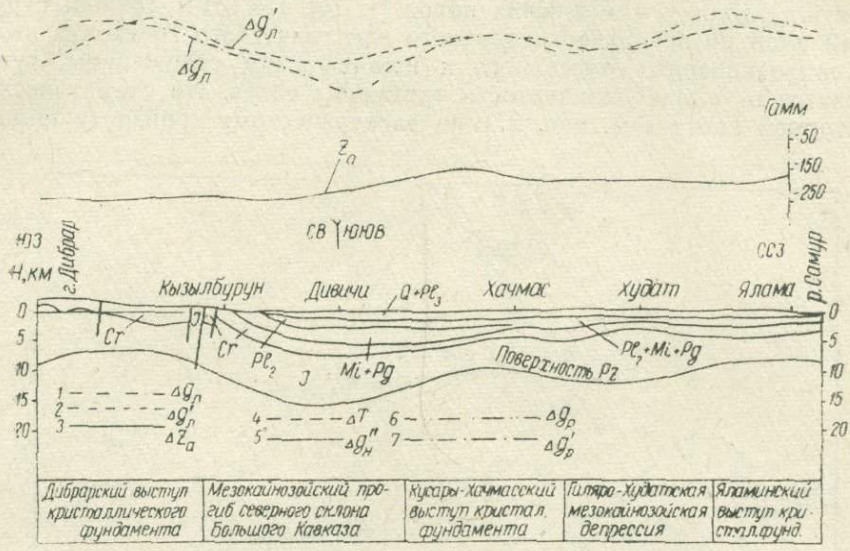


Рис. 33. Геологический разрез Прикаспийско-Кубинской области Азербайджана по профилю № 3 Ялама—Дивичи—г. Дибрар (см. рис. 30):

1—$\Delta g_л$ *локальные аномалии силы тяжести второго порядка, полученные путем* осреднения карты аномалий Буге квадратной палеткой со стороной 45 *км*; *2*—$\Delta g'_л$ то же, эллиптической палеткой с полуосями 15 × 20 *км* (по И. О. Цимельзону, 1960), *3*—Δz_a аномалии вертикальной составляющей геомагнитного поля; *4* — ΔT аномалии полного вектора напряженности геомагнитного поля; *5* —$\Delta g^{н}_{л}$ *наблюденные* значения аномалий Буге; *6* —$\Delta g_р$ региональный гравитационный фон ($\Delta g_р = \Delta g_н - \Delta g_л$) *7*—$\Delta g'_р$ *наблюденные значения аномалий Буге с поправкой на гравитационное* влияние наиболее точно известной части кайнозойских слоев в депрессионных областях Азербайджана.

Это объяснение и условные обозначения, включая сюда условные обозначения, на рис. 37, относятся ко всем профильным разрезам, изображенным на последующих рисунках.

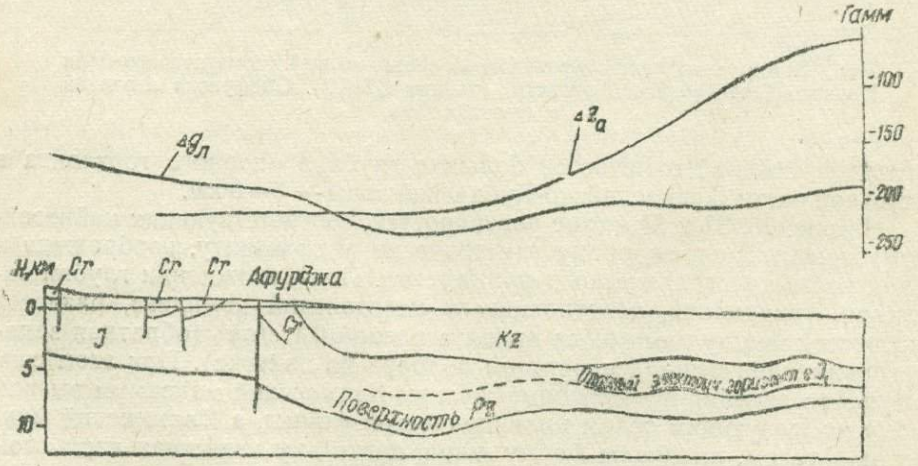


Рис. 34. Геологический разрез по профилю № 2. План расположения дается на рис. 30

тичного возраста, то здесь следует ожидать резкого сокращения мощности мезозойского комплекса. Это является геологически важным результатом интерпретации гравитационных аномалий второго порядка. Отсюда вытекают выводы об обращенности и необращенности геотектонических элементов и об инверсии геотектонических режимов. В данном случае можно подчеркнуть, что синклинорию, образовавшемуся в третичное время, соответствует погребенный антиклинорий.

В центральной части Прикаспийско-Кубинской зоны выделенные локальные максимумы ослабевают, а более заметно проявляются на востоке в прибрежной полосе. Это свидетельствует о том, что выступы фундамента в центральной части рассматриваемой зоны погружаются и вновь воздымаются у берега Каспийского моря. Зоне ослабленного значения максимумов должен соответствовать слабый поперечный прогиб.

Значение магнитных аномалий увеличивается с юго-запада на северо-восток от минус 300 до минус 100 *гамм*. На карте регионального фона значения аномалий силы тяжести в этом направлении также увеличиваются. В восточных прибрежных частях развития Яламинского и Кусары-Хачмасского максимумов изогаммы магнитных аномалий имеют максимальные значения — минус 100, минус 50 *гамм*. Таким образом, увеличение значений региональных аномалий силы тяжести и вертикальной составляющей геомагнитного поля свидетельствует об уменьшении мощности земной коры в северо-восточном направлении в результате выпадения из геологического разреза части третичных пород и преимущественно слоев мезозойского комплекса. Отсюда еще раз приходим к выводу, что Североапшеронская и Прикаспийско-Кубинская части Дагестанского минимума первого порядка связаны с огромной мощностью третичных слоев. С уменьшением толщины кайнозойского комплекса в северо-западном направлении уменьшается значение аномалии силы тяжести.

Выше было отмечено, что наблюдаемое отрицательное гравитационное поле Североприапшеронской зоны полностью компенсируется дефектом масс в 12-*км* толще малоуплотненных осадков кайнозоя. При этом, исходя из данных ГСЗ, приняли мощность земной коры равной 45 *км*.

Такое истолкование на гравитационные аномалии северо-западной части Предкавказского мегасинклинория не распространяется, так как здесь третичный комплекс имеет сравнительно малые мощности и дефект масс. Разность плотностей между породами мела и третичного комплекса не превышает 0,2 *г/см*^{3}.

Мощность третичных пород в районе Кубы составляет около 2 *км*. Это может создать отрицательное гравитационное влияние, равное не более чем 16 *мгл*, что может компенсировать наблюдаемую аномалию силы тяжести лишь на 20%. Разность плотностей между мезозойским комплексом и породами кристаллического фундамента небольшая. Изменение мощности мезозойских пород в возможных пределах не может компенсировать оставшуюся часть аномалии. С другой стороны, Дагестанский минимум занимает области мегантиклинория Большого Кавказа и Предкавказского мегасинклинория. Минимальные значения этого регионального поля первого порядка находятся в пределах высокогорной части Большого Кавказа и совпадают с выходами нижне- и среднеюрских слоев, имеющих плотности, близкие к плотностям пород кристаллического фундамента. Следовательно, региональный минимум первого порядка связан с увеличением мощности земной коры в азербайджанской части Предкавказского мегасинклинория с юго-востока на северо-запад.

По данным сейсмологии и гравиметрии мощность земной коры в

центральной части Большого Кавказа, включая область развития дагестанской части Предкавказского минимума, где эта аномалия уже становится горным минимумом, составляет 55 *км* [23, 92], а в морской части этого минимума по данным ГСЗ — не более 45 *км*. Такая разница в мощностях земной коры должна создавать и разность силы тяжести, примерно наблюдаемую в области максимальной мощности кайнозоя, где мощность земной коры приблизительно на 10 *км* меньше, чем мощность в центральной части горного Дагестана. Отсюда можно сделать вывод, что мощность земной коры в азербайджанской части Предкавказского мегасинклинория изменяется так, как будто внутренние силы стремятся сохранить общий отрицательный гравитационный фон.

2. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

На основе изучения фаций и мощностей мезокайнозойских слоев, а также тектоники северного склона юго-восточного Кавказа и Кусары-Дивичинского синклинория, история геологического развития от средней юры до современного периода описывается В. Е. Хаиным, Б. В. Григорьянцем и Ф. С. Ахмедбейли [43, 109]. Накопленный дополнительный геолого-физический материал дает возможность освещать геотектонические условия формирования рассматриваемой области с учетом ее глубинного строения.

Осадки, отсутствующие или имеющие ограниченное по мощности распространение в осевой части юго-восточного окончания Большого Кавказа, должны быть представлены наибольшей мощностью в соседнем на северо-востоке краевом прогибе. Земная кора в азербайджанской части краевого прогиба погружалась в целом неравномерно, амплитуда прогибания в третичное время на юго-востоке была интенсивнее, максимальное прогибание наблюдалось вблизи мегантиклинория.

На юго-востоке, на морском продолжении Прикаспийско-Кубинской зоны, погружение в третичное время достигает 12 *км*. Размеры прогибания в мезозойское время были неравномерными и, в основном, определялись условиями залегания поверхности кристаллического фундамента. В районе развития Яламинского выступа под относительно маломощными отложениями мела должна залегать также маломощная серия осадков юры. Общее прогибание в мезозое Яламинского района не превышает 4 *км*, в то время как прогибание на 20 *км* юго-западнее достигает 7 *км*, а в районе Кусары-Хачмасского выступа мощность мезозоя еще меньше — около 2 *км*. В прогибе фундамента, примыкающего непосредственно к мегантиклинорию Большого Кавказа, размер прогибания составляет 9 *км*. В пределах Прикаспийско-Кубинской зоны отложения мела имеют мощность не более 1000 *м*. О наличии в области прогиба отложений верхней юры никаких данных нет. Можно предположить, что в районе развития Яламинского выступа кристаллического основания на долю средней и нижней юры приходится 2000, а в районе Кусары-Хачмасского выступа мощность мезозойских пород такая же. В прогибе между этими выступами, судя по поведению поверхности опорного горизонта высокого электрического сопротивления, осадконакопление в нижнеюрское время было более интенсивно. Что касается возраста слоев в прогибе фундамента, примыкающего к центральному поднятию Большого Кавказа, то по аналогии с геологическим разрезом северо-западного продолжения этой зоны в Дагестане он должен быть среднеюрским (преимущественно ааленским).

По данным бурения, на структурах, расположенных в юго-восточной части зоны, мощность меловых слоев не превышает 2500 *м*, и, следовательно, на долю средней и нижней юры должно оставаться прогибание

с амплитудой 6500 *м*. Кстати, Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий, в ядре которого выступают среднеюрские породы, находится в пределах этого прогиба.

В геологической истории развития азербайджанской части Предкавказского мегасинклинория не было единого прогиба, охватывающего весь мезокайнозой. Относительно устойчивое прогибание наблюдалось в неогене и олигоцене. В мезозойское время прогибание происходило дифференцированно. Источниками обломочного материала, заполняющего внутренние прогибы кристаллического основания, в мезозойское время, помимо Каспийской суши на северо-востоке, могли быть и Кусары-Хачмасский и Яламинский ныне погребенные выступы.

Данные магнитометрии свидетельствуют о том, что кристаллический фундамент, по крайней мере в верхней части разреза, не содержит магматических тел основного или ультраосновного состава.

Гипотетическая Среднекаспийская суша могла обеспечивать мегасинклинорий обломочным материалом, в основном в среднеюрское и меловое время. В среднеюрское время кристаллические выступы фундамента Прикаспийско-Кубинской области были окончательно захоронены. Во время поднятия, происшедшего здесь в конце доггера и длившегося до начала нижнего мела, значительная часть разреза юрских слоев была размыта, но этот размыв не вскрыл поверхность выступов кристаллических пород фундамента.

Мощность мезозойского комплекса на северном склоне мегантиклинория Большого Кавказа составляет 9 *км*. Это указывает на то, что ось максимального прогибания в мезозойское время проходила по южному склону современного Кавказского хребта. В кайнозойское время область максимального прогибания мигрирует на северо-восток [119а].

ГЛАВА VI

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ МЕГАНТИКЛИНОРИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

1. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

В геологическом строении азербайджанской части мегантиклинория Большого Кавказа участвуют отложения от нижнеюрского до четвертичного возраста. Нижнеюрские глинистые сланцы обнажаются на южном склоне Большого Кавказа.

По данным Э. Ш. Шихалибейли [123], на южном склоне Большого Кавказа в долинах рек Белоканчай и Катехчай общая мощность нижнеюрских аспидных сланцев достигает 1200 *м*. Характерным для южного склона является наличие в толще верхней юры отдельных глыб, валунов и пластов конгломерата эопалеозойско-докембрийского возраста. Это указывает на то, что в основании нижнеюрских отложений в юго-восточной части мегантиклинория залегают эопалеозойско-докембрийские породы. Мощность среднеюрских пород, по данным В. Е. Хаина [110], в центральном поднятии составляет около 5000 *м* (преимущественно аален). В зоне южного склона, по данным Э. Ш. Шихалибейли, нижнеааленские сланцы включают в себя интрузии диабазов. Пластовые интрузии обнаружены также в аспидных сланцах нижней юры. Здесь имеются многочисленные выходы даек, порфиритов и туфобрекчий. Верхняя юра мощностью до 1000 *м* представлена в юго-восточном окончании Кавказа известняками, алевритово-мергельно-глинистым флишем.

Отложения мелового возраста, имеющие мощность до 4500 *м*, представлены известняками, флишевыми образованиями, песчаниками, глинами и пр., они слагают в основном разрез южного склона мегантиклинория. В осевой полосе юго-восточного Большого Кавказа мощности мела, палеогена и неогена увеличиваются в юго-восточном направлении с появлением в геологическом разрезе новых горизонтов и свит.

На территории Азербайджанской ССР расположено юго-восточное погружение мегантиклинория Большого Кавказа. Элементом северного крыла является Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий. Центральная часть мегантиклинория в Азербайджане представлена Тфанским антиклинорием и Шахдаг-Хизинским синклинорием. Южное крыло представлено Нухинско-Вандамским антиклинорием, Закатало-Ковдагским синклинорием, который на юго-востоке осложнен несколькими синклинориями и антиклинориями низшего порядка. С северо-запада на юго-восток Тфанский антиклинорий значительно сужается и погружается у берегов Северного Апшерона. В состав мегантиклинория включаются также структурные элементы Кобыстана, Апшеронского полуострова, рассматриваемые в качестве структур южного крыла мегантиклинория.

На карте региональных аномалий силы тяжести первого порядка мегантиклинорий Большого Кавказа отличается сложным характером гравитационного поля. Юго-восточное погружение отображается интенсивным Дибрарским максимальным выступом. Этот максимум остается на карте регионального гравитационного фона, независимо от принятых в настоящей работе размеров осредняющей палетки.

К северо-западу от Дибрарского максимума вдоль южного склона мегантиклинория протягивается узкая полоса следующего Исмаиллы-Белоканского максимума. Центральная часть Большого Кавказа характеризуется региональным минимумом, входящим в состав описанной выше Дагестанской аномалии.

Аномальное поле южного крыла в зоне юго-восточной области выражено крупным Апшеронo-Центрально-Кобыстанским минимумом.

2. СТРОЕНИЕ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

По данным Б. К. Балавадзе и Г. Ш. Шенгелая [23], в азербайджанской части мегантиклинория Большого Кавказа толщина земной коры не превышает 50 *км* (рис. 35). Область максимального погружения поверхности Мохоровичича находится в северной части мегантиклинория на территории Дагестанской АССР, где мощность коры увеличивается до 56 *км*. По южному склону от Белокан до Шемахи толщина коры остается неизменной и равна 50 *км*.

Для определения мощности земной коры в Восточном Азербайджане мы использовали записи промышленных взрывов, произведенных в Карадагском каменном карьере. Автор совместно с сотрудником Института геологии АН Азерб. ССР К. Ш. Исламовым обработал эти записи.

Промышленные взрывы были записаны на апшеронских сейсмических станциях Кергез, Коби-Джорат, Карачухур и Нардаран за 1959—1962 гг. Обработка материалов записей взрывов, в связи с невозможностью точного выделения полезных волн на сейсмограммах, представляет большие трудности. Для упрощения корреляции отраженных волн на сейсмограммах на каждой станции было отобрано 17 записей взрывов, в которых достаточно наглядно коррелируются группы волн с одинаковыми или близкими временами вступления. Наиболее выдержанными оказались 4 группы волн. Так как расстояния от пункта взрыва до

сейсмических станций соизмеримы с предполагаемой мощностью слоев земной коры, эти группы волн были приняты как отраженные. К ближайшей станции Кергез выделенные четыре группы волн приходят через 4,3; 8,0; 12; 18,3 сек., к станции Коби — через 8,2; 13,2; 18,6 сек., к станции Джорат — 14,4 и 18,9 сек., к станции Карачухур — 15,6 сек. и к станции Нардаран — 20,0 сек. Как видим, с увеличением расстояния от пункта взрыва к станциям из записей последовательно отпадают группы волн со все возрастающим временем вступления, так что на самой удаленной станции коррелируется лишь волна, отраженная с максимальной глубины. Скорости этих волн по аналогии с данными ГСЗ были приняты

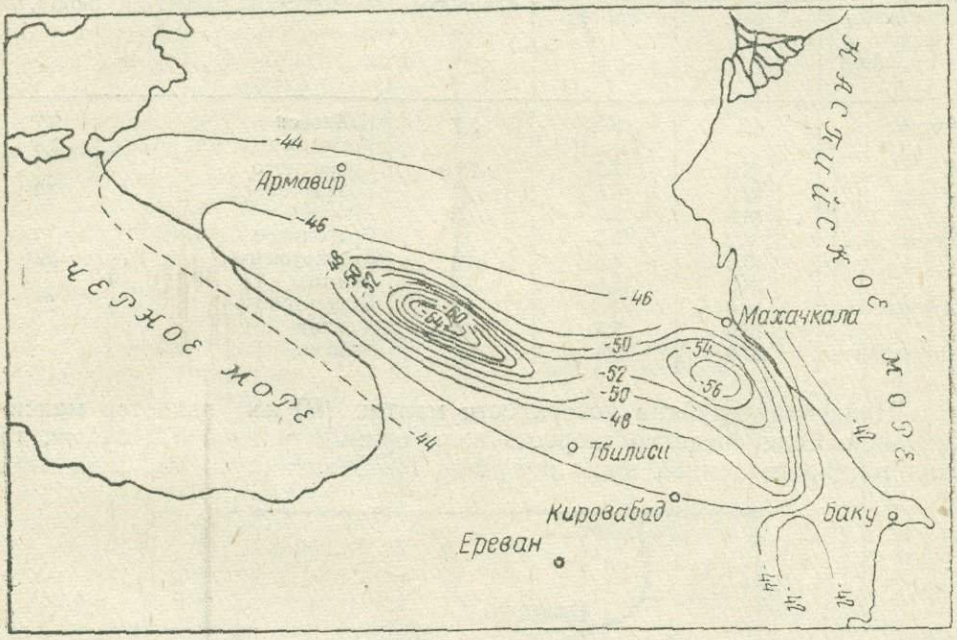


Рис. 35. Схематическая структурная карта по поверхности подкорового субстрата (поверхность Мохоровичича) в области Большого Кавказа (по Б. К. Балавадзе и Г. Ш. Шенгелая)

равными соответственно 2,5—3; 4,5; 5,5 *км/сек*. Этими средними скоростями характеризуются слои земной коры в морском погружении мегантиклинория Большого Кавказа.

Для точек, расположенных между пунктом взрыва и сейсмической станцией, получены глубины отражения, приведенные в таблице 12.

Схема расположения точек, для которых определены мощности слоев земной коры, дается на рис. 36.

Из таблицы вытекает, что мощность гранитного слоя увеличивается с приближением к центральному поднятию Главного Кавказа, а базальтового при этом не меняется. Остается постоянной и общая мощность земной коры (50 *км*). Этот материал получен по многочисленным записям взрывов из одного и того же пункта при одних и тех же координатах регистрирующей аппаратуры и поэтому можно считать эти результаты достаточно надежными.

Однако принятые для вычисления глубин отражения средние скорости не являются окончательно установленными для Апшеронского полуострова. В связи с этим, возможно, что эти величины будут отличаться от истинных, но изменения средних скоростей все же не могут выходить за пределы 2,5—3,0; 3,3—3,8; 4,0—4,5 и 5,0—5,5 *км/сек* для соответствующих групп волн. Эти пределы характерны для тех районов

Азербайджана, где проведено ГСЗ, и зависят в основном от мощностей слоев земной коры. Средние скорости, как правило, уменьшаются при больших мощностях кайнозойских образований. Так, в средней части Каспийского моря, где отложения лишь плиоцена имеют мощность 7—6 *км*, скорость сейсмических волн, приходящих от поверхности Мохоровичича, равна 5,0 *км/сек*.

Таблица 12

Местонахождения точки между Карадагским пунктом взрыва и станцией	Время прихода волны, сек.	Средние скорости, *км/сек*	Глубина отражающей площадки, *км*	Поверхность слоя	Мощность, *км*
Кергез	4,3	2,5	5,7	Кайнозоя	5,7
				Мезозоя	7,3
	8,0	3,5	13,0	Гранитного	17
	12,0	4,5	27	Базальтового	23
	18,3	5,5	50	Мантии	
Коби	8,2	3,5	11	Гранитного	17
	13,2	4,5	28	Базальтового	23
	18,6	5,5	51	Мантии	
Джорат	14,4	4,5	27	Базальтового	22
	18,9	5,5	49	Мантии	
Нардаран	20,0	5,5	50	Мантии	

Найденная глубина поверхности мантии (50 *км*) является максимальной. Если среднюю скорость волн принять равной 5,0 *км/сек*, то для мощности земной коры получили бы величину 45 *км*. Вероятно,

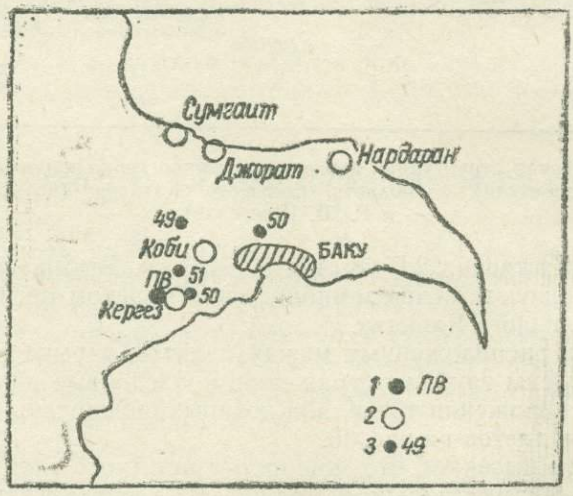


Рис. 36. Результаты обработки записей Карадагских взрывов на Апшеронском полуострове:

1 — Карадагский пункт взрыва; *2* — временные сейсмические станции, на которых производились записи взрывов; *3* — точки, на которых определены глубины залегания поверхности подкорового субстрата. Цифры у точек указывают на мощность земной коры, *км*

истинная мощность коры составляет 47—48 *км*, как средняя между двумя крайними значениями. Эта величина совпадает со значением мощности земной коры, полученной для Апшеронского полуострова И. О. Цимельзоном (см. рис. 19).

Порядок наблюдаемых аномалий Буге в азербайджанской и дагестанской частях Большого Кавказа такой же, как и в юго-восточной апшеронской части мегантиклинория, несмотря на то, что на западе в ядре этой геоструктуры обнажаются более плотные породы средней и нижней юры с плотностью 2,65—2,72 *г/см*^{3}, а на востоке развиты менее плотные третичные породы — плотность менее 2,30 *г/см*^{3}. Следовательно, здесь, как и в Предкавказском мегасинклинории, обнаруживается такое распределение вещества земной коры, которое как бы стремится сохранить общий глубокий отрицательный уровень гравитационного поля. Дефект масс в разрезе мезокайнозойского комплекса юго-восточного окончания Большого Кавказа компенсируется поднятием здесь поверхности Мохоровичича. На северо-западном продолжении мегантиклинория поверхность оболочки погружается на 10—12 *км*. Далее, на восток от Апшеронского полуострова до полуострова Челекен, региональный гравитационный фон продолжает оставаться отрицательным. По данным сейсморазведки, в геологическом разрезе Апшеронского порога участвуют отложения неогена, мощность которых превышает 5 *км*. Эта часть мегантиклинория занимает значительную часть Кавказской геосинклинали. Таким образом, по оси Большого Кавказа, от Эльбруса до полуострова Челекен, наблюдаем три разновозрастных осевых элемента Большого Кавказа, отличающихся как по своим поверхностным геологическим условиям, так и по уровню погружения нижней границы земной коры. Общим для всех этих элементов является глубокий отрицательный фон аномалий Буге.

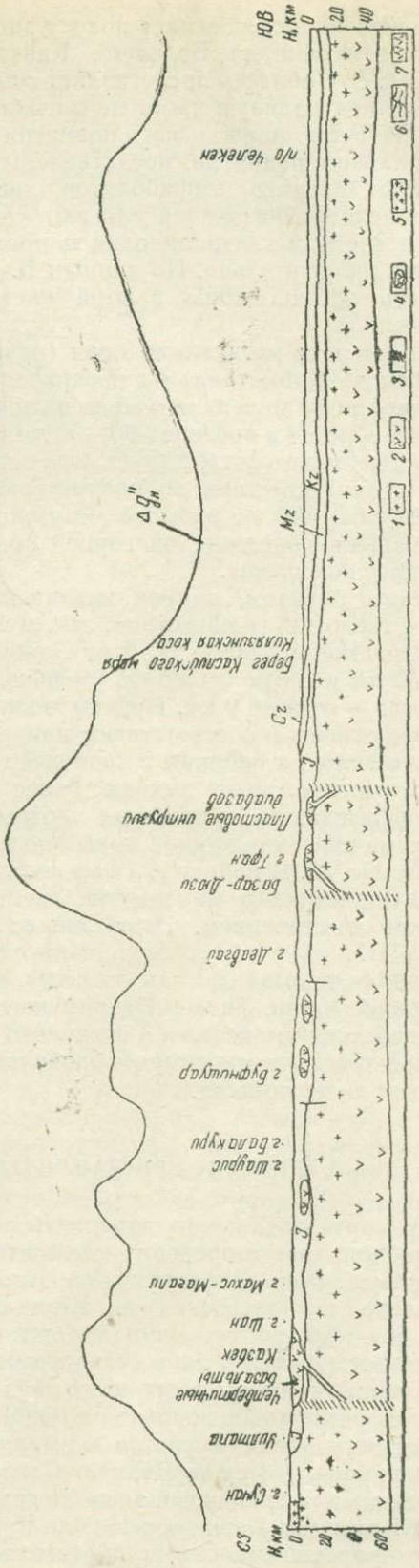


Рис. 37. Геологический разрез земной коры вдоль центрального поднятия Большого Кавказа:

1 — породы кристаллического фундамента преимущественно кислого состава; *2* — породы основного состава; *3* — зона глубинных разломов; *4* — пластовые интрузии основного состава; *5* — интрузии гранитоидов; *6* — внутриформационные разрывы нарушения; *7* — вулканогенно-осадочная толща с покровами андезитов и базальтов.

Первая из них занимает полосу значительной протяженности вдоль оси мегантиклинория Большого Кавказа и находится в окрестности Эльбруса. Эта область представляет собой выступ докембрийских пород, занимает центральную часть мегантиклинория Большого Кавказа и является областью наибольшего поднятия хребта. Породы, обнажающиеся в центральном поднятии, представлены толщей гнейсов, разнообразных слюдистых сланцев, амфиболитов, кварцитов, мраморов и т. д. [83]. Палеозойские образования слагают северный и южный склоны центральной части мегантиклинория и представлены осадками от кембрия до перми включительно. По данным Б. К. Балавадзе и Г. Ш. Шенгелая, мощность земной коры в этой части мегантиклинория составляет 60—64 *км*.

Вторая зона мегантиклинория (полоса Большого Кавказа от района г. Казбек до Кобыстана) на поверхности сложена осадками мезозоя — от нижней юры до верхнего мела включительно. Мощность земной коры здесь колеблется в пределах 60—50 *км*.

Третья зона соответствует юго-восточному погружению Большого Кавказа от Кобыстана до полуострова Челекен и далее проходит от этого полуострова до выходов мезозойских осадков на северо-западном продолжении Копеддагской горной области. Здесь развиты отложения третичного комплекса.

Таким образом, по оси мегантиклинория Большого Кавказа, по данным геологии, гравиметрии, сейсмологии и ГСЗ, наблюдается уменьшение мощности земной коры от Эльбруса до полуострова Челекен—от 64 до 45 *км* и соответственное уменьшение высоты топографической поверхности — от 6 до 0 *км*. Причем зоне с наиболее низкой топографической поверхностью соответствуют наиболее молодые и малоуплотненные третичные слои, а районам с наиболее высокой топографической поверхностью соответствуют выходы более древних образований — сильнометаморфизованные и наиболее плотные докембрийские породы.

Схема строения земной коры вдоль оси мегантиклинория представлена на рис. 37. В районе г. Тфан аномальное поле осложнено влиянием Талыш-Вандамского максимума, где земная кора отличается особым составом и строением. Этот вопрос будет подробно рассмотрен в главе VIII.

Кривая аномалий силы тяжести, которая изображена на рис. 37, отображает кроме Талыш-Вандамского максимума довольно интенсивный Казбекский максимум и несколько мелких аномалий второго порядка. Однако все эти максимумы проявляются на фоне общего отрицательного поля силы тяжести.

3. СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

На карте локального поля силы тяжести (региональных аномалий второго порядка) в пределах юго-восточного окончания Большого Кавказа отмечаются Дибрарский и Исмаиллы-Белоканский максимумы. Несколько юго-восточнее г. Шемахи от Дибрарского максимума (рис. 38) отделяется Явандаг-Сангачальский максимум. Последний можно рассматривать и в составе аномалий Куринского межгорного прогиба, так как изоаномалы этого максимума в 15 *км* восточнее горы Гиджаки резко заворачивают на ЮЮВ и от мыса Сангачалы уходят на юго-восток и входят в состав аномалий второго порядка Южнокаспийской впадины. На суше Явандаг-Сангачальский максимум можно рассматривать как граничный элемент гравитационного поля между аномалиями Большого Кавказа и Нижне-Куринской депрессии.

Дибрарский максимум протягивается от вершины горы Тфан до

меридиана о. Артема. Севернее о. Артема (в 10 *км*) эта аномалия, по-видимому, затухает. Очевидно, продолжение этого максимума в виде очень слабого гравитационного выступа, как это выражено вдоль северной морской полосы Апшеронского полуострова, находится уже в районе Апшеронского порога. Но для этой части моря гравиметрических данных, позволяющих изучить детали гравитационного поля, нет. Съемка здесь проведена с редкой сетью пунктов наблюдений, что не дает возможности прослеживать эту аномалию на востоке.

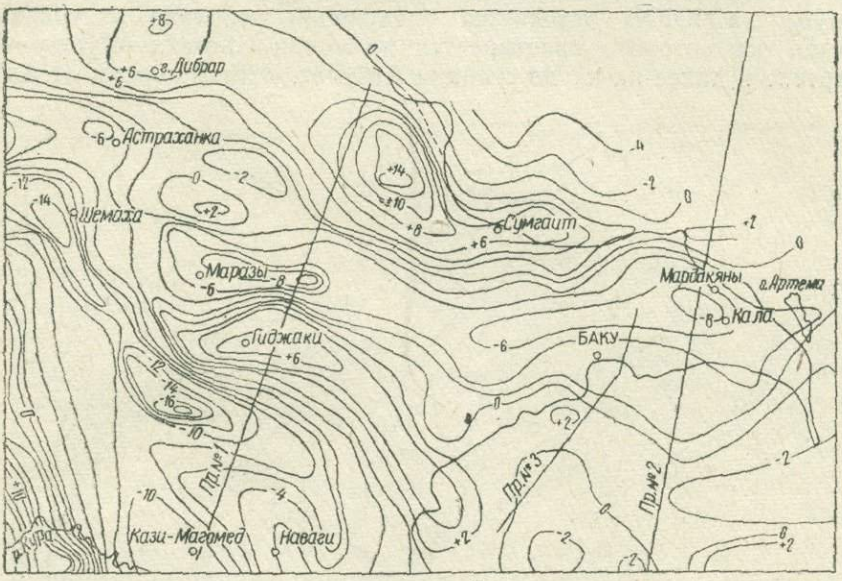


Рис. 38. Карта локальных аномалий силы тяжести второго порядка юго-восточного Кавказа. Осредняющая палетка квадратная 45×45 *км*².

Дибрарский максимум в центральной своей части имеет ширину 30—35 *км*. На северо-западе в районе г. Тфан и на юго-востоке в северо-апшеронской части максимум значительно сужается, и ширина аномалии в этих районах уменьшается до 10—15 *км*. Максимальные значения аномалии находятся в окрестностях с. Яшма и в районе верхнего течения рек Бабачай, Карачай, где амплитуда локального максимума составляет 14 *мгл*. Ось Дибрарского максимума изменяет свою ориентировку с юго-восточного на западе до широтного на востоке.

К югу от Дибрарского максимума отмечается Апшероно-Центральнокобыстанский минимум, занимающий на востоке Апшеронский полуостров, центральную часть Кобыстана и высокогорную часть южного склона юго-восточного Большого Кавказа. Ось минимума простирается в таком направлении: Кала—Баладжары—гора Бождаг—Мараза—Астраханка—гора Бабадаг. К последнему пункту с востока приближается и западный конец Дибрарского максимума. Западное продолжение Апшероно-Центральнокобыстанского минимума совпадает с восточным концом Алазано-Агричайского минимума, входящего в состав гравитационных полей второго порядка Куринского межгорного прогиба.

Апшероно-Центральнокобыстанский минимум имеет сложное строение и состоит из четырех аномальных полей более низкого порядка, отделенных друг от друга гравитационными седлами. Наиболее интенсивна бабадагская часть минимума. Значение остаточной аномалии здесь достигает — 12 *мгл*. Более спокойным отрицательным полем характеризуется астраханский участок. Третья, маразинская часть минимума, занимает большую площадь в Центральном Кобыстане и имеет широт-

ное простирание. Кала-Бондагская часть занимает весь Апшеронский полуостров — от г. Бондаг до о. Артема. Значение локальной аномалии в районе Кала составляет 8 *мгл*. В районе развития Апшероно-Центральнокобыстанского минимума, помимо этих четырех аномалий, имеются многочисленные замкнутые и незамкнутые изолиниями аномалии низшего порядка, которые детально описаны и геологически истолкованы И. О. Цимельзоном [117, 118].

В районе г. Шемахи от астраханской части рассматриваемого минимума на ЮЮВ отделяется следующий довольно интенсивный минимум, ось которого простирается по линии Шемаха—Кушчу—Каландартепе и далее на юг до станции Атбулаг. Этот минимум от Апше-

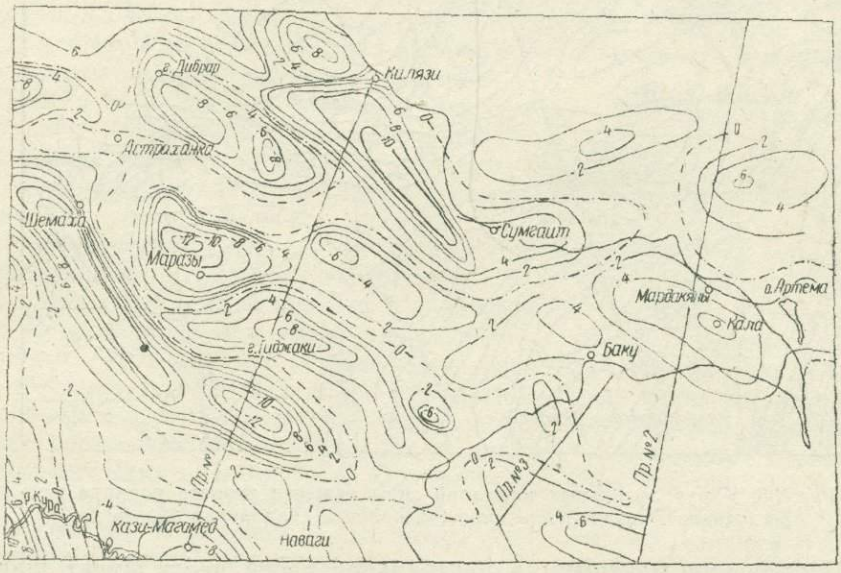


Рис. 39. Карта локальных аномалий силы тяжести второго порядка юго-восточного Кавказа (по И. О. Цимельзону, 1960). Осредняющая палетка эллиптическая

роно-Центральнокобыстанского отделяется вклинившимся между ними Явандаг-Сангачальским максимумом. Шемаха-Кушчу-Каландартепинский минимум рассматривается в составе региональных аномальных полей Нижне-Куринского прогиба. Однако его северный конец, как и северо-западный конец Явандаг-Сангачальского минимума, тесно связан с южным склоном Большого Кавказа. На рис. 39 представлена карта локального поля силы тяжести юго-восточного Кавказа, полученная И. О. Цимельзоном путем осреднения карты аномалии силы тяжести эллиптической палеткой. Общий характер изменения гравитационного поля в этом случае совпадает с предыдущим (см. рис. 38), хотя поля второго порядка становятся менее интенсивными.

Наиболее крупным элементом регионального поля второго порядка Большого Кавказа, выявленным на территории Азербайджана, является Исмаиллы-Белоканский максимум, занимающий весь южный склон рассматриваемого мегантиклинория. Ось максимума проходит через населенные пункты Белоканы—Закаталы—Нуха—Варташен—Исмаиллы—Лагич. Максимум состоит из трех отдельных частей: белоканская, кахско-нухинская и вандам-лагичская (исмаиллинская). Интенсивнее всего проявляется вандам-лагичская зона, имеющая значение остаточных аномалий в окрестности Вандам—плюс 26 мгл. Вторая аномалия в районе Кахи имеет значение плюс 20 *мгл*, а белоканская — плюс 12 *мгл*. Ось

максимума в районе с. Варташен заворачивает на восток и севернее с. Куткашен вновь принимает кавказское направление. Северо-западная часть Исмаиллы-Белоканского максимума отражается и на карте регионального гравитационного фона, что связано с большой ее интенсивностью.

На карте магнитных аномалий южного склона Большого Кавказа отмечается резкая дифференциация геомагнитного поля, а на юго-восточном окончании мегантиклинория, на востоке от меридиана г. Шемахи, изогаммы расположены редкой сетью и имеют довольно устойчивые отрицательные отметки, колеблющиеся в пределах — 300—150 *гамм* (рис. 40). На западе, вдоль всего южного склона, оконтуриваются много-

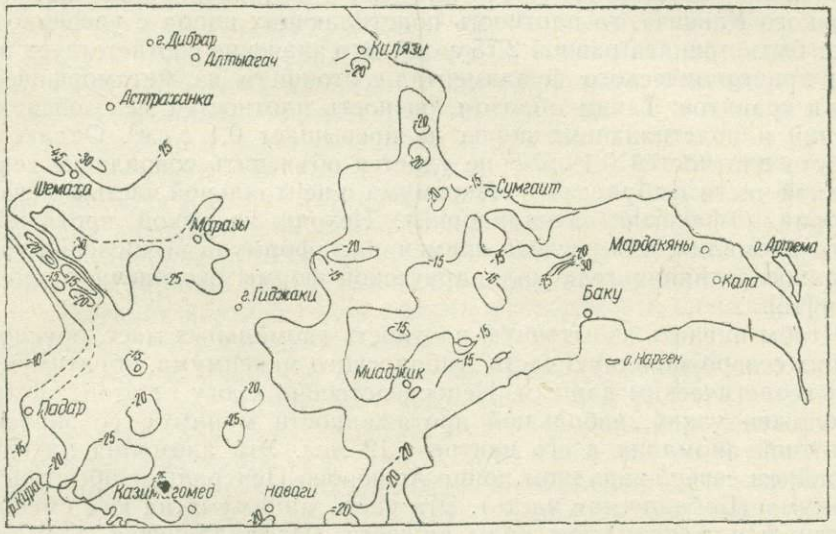


Рис. 40. Карта аномалий вертикальной составляющей геомагнитного поля юго-восточного Кавказа (данные КМГР)

численные магнитные аномалии обоих знаков. В районе Куткашена и Исмаиллов отметки изоаномалий достигают +1000 *гамм*.

Примечательной чертой аномалий вертикальной составляющей геомагнитного поля южного склона является уменьшение общего фона в северо-восточном направлении. Ось магнитного максимума не совпадает с осью гравитационного максимума, и, оставаясь ей параллельной, проходит несколько южнее.

Сопоставление гравитационных аномалий второго порядка с тектоникой мегантиклинория показывает, что в пределах одного гравитационного элемента второго порядка имеется несколько антиклинориев и синклинориев, независимо от знака аномалии; какой-нибудь антиклинорий или синклинорий может начинаться в районе простирания максимума и продолжаться в районе развития минимума. Например, в зоне Дибрарского максимума расположены Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий (на северо-восточном крыле максимума), Шахдагско-Хизинский синклинорий, Тфанский антиклинорий, Гермианское поднятие — Дибраро-Яшминский синклинорий, Алтыагач-Куркачидагский антиклинорий, Лякичай-Вегверский синклинорий. Такая же картина наблюдается в районе соседнего с юга Апшероно-Центральнокобыстанского минимума. Ковдаг-Сумгаитский синклинорий на востоке приурочен к зоне Центральнокобыстанского минимума (к западной его части) и продолжение этого синклинория находится в восточной части Дибрарского максимума. Структурные элементы второго порядка южного склона

Большого Кавказа — западная часть Ковдаг-Сумгаитского синклинория, Кахетино-Вандамский антиклинорий, Алазано-Агричайская депрессия, располагаются в полосе развития Исмаиллы-Белоканского максимума.

Отсюда следует, что наблюдаемые гравитационные аномалии второго порядка не отражают поверхностную тектонику мегантиклинория Большого Кавказа, а связаны со строением и петрографическим составом более глубокозалегающего комплекса пород.

В разделе плотностной характеристики горных пород Азербайджана было отмечено, что плотности мезозойских образований в юго-восточной части Кавказа составляют 2,65—2,72 *г/см*^{3}. Если допустить, что в подстилающих мезозой слоях отсутствуют внедрения основных магматических тел, о чем можно судить по характеру распределения аномалий вертикальной составляющей геомагнитного поля восточной части юго-восточного Кавказа, то плотность подстилающих пород с уверенностью может быть принята равной 2,75 *г/см*^{3}. Это значение соответствует плотности кристаллического фундамента, состоящего из метаморфических толщ и гранитов. Таким образом, разность плотностей мезозойских отложений и подстилающих пород не превышает 0,1 *г/см*^{3}. Однако при разности плотностей 0,1 *г/см*^{3} не удается объяснить совпадение северо-западной части Дибрарского максимума с центральной частью мегантиклинория (Тфанский антиклинорий). Исходя из узкой протяженной формы аномалии, для расчета применялась формула вычисления гравитационного влияния тела цилиндрической формы бесконечного простирания [15].

Чтобы оценить избыточную плотность аномальных масс, обусловливающих северо-западную часть Дибрарского максимума, обратимся еще раз к геологическим данным. Непосредственно к югу от этой аномалии расположен узкий, небольшой протяженности минимум со значением остаточной аномалии в его центре — 12 *мгл*. Эта аномалия находится на крайнем северо-западном конце Апшероно-Центральнокобыстанского минимума (Бабадагская часть). Эта часть минимума на юге сменяется интенсивным максимумом силы тяжести (Исмаиллинская аномалия). Эти участки трех региональных аномалий второго порядка характеризуют и интенсивность гравитационного поля в окрестности г. Бабадаг. В Кахетино-Вандамской зоне южного склона развита вулканогенная толща, состоящая из порфиритов и туфогенноосадочных пород. Далее, вверх по разрезу, в этой зоне вулканогенная толща встречается в альб-сеномане. К этой части Большого Кавказа подходит также восточное крыло Талыш-Вандамского максимума. В этой зоне пересекаются и глубинные разломы, вдоль которых внедрялись магматические массы, что более подробно рассмотрим ниже. Отметим лишь то, что окрестности гор Бабадаг и Тфан являются районами, в которых на глубине, очевидно, находятся магматические тела основного состава. Учитывая это, можно уточнить, что разность плотности между мезозойскими осадочными образованиями и аномалеобразующим телом будет равна не 0,1, а 0,3 *г/см*^{3}. Производя вычисление для тела цилиндрической формы, находим, что радиус цилиндра равен 3,4 *км*, а глубина залегания его поверхности — 1,6 *км*.

Отсюда следует, что северо-западная часть Дибрарского максимума связана с внедрением основной магмы, находящейся под 1,6-*км* толщей мезозойских пород. Такое же объяснение может быть дано и Вандам-Лагичскому максимуму, характеризующемуся резко дифференцированным характером магнитного поля. Применяя такую методику подсчета, находим для последнего радиус тела — 4,5 *км* и глубину залегания — 1,5 *км*.

Наличие пластовых интрузий диабазов на южном склоне Большого Кавказа было отмечено выше. Внедрения интрузий, плотность которых

резко отличается от плотности вмещающих их юрских пород, создают гравитационные аномалии также в осевой полосе мегантиклинория Большого Кавказа. К ним относятся Тфанский, Буфнишуарский, Диклос-Мтинский и Казбекский максимумы (см. рис. 37). Центральные участки этих аномалий совпадают с вершинами гор.

Тфанская и Казбекская аномалии проявляются на фоне более крупных максимумов, имеющих крутые крылья. Восточный Дибрарский, как было отмечено выше, совпадает с северным продолжением Талыш-Вандамского максимума, ограниченного такими же крутыми склонами, связанными с глубинными разломами в земной коре.

Распространить такую интерпретацию на восточную часть Дибрарского локального максимума невозможно, так как форма аномалии здесь резко отличается от формы максимума на северо-западе. В районе г. Дибрар и ст. Яшма максимум имеет изометрическую форму, которую можно связать с аномалеобразующим телом шарообразной формы. Отсутствие здесь магнитных аномалий и признаков вулканической деятельности дает возможность принять разность плотностей между мезозойскими отложениями и подстилающими их породами равной 0,1 $г/см^3$. В целом, если не учесть наличия двух изометрических максимумов, Дибрарская аномалия имеет сундучную форму—крутые крылья и плоскую вершину, для интерпретации которой следует применять формулу вычисления гравитационного эффекта прямоугольного параллелепипеда бесконечного простирания. Вычисление по методу Венинг-Мейнеса [97] дает глубину залегания верхней грани призмы (поверхность кристаллического фундамента) — 7 *км* и нижней грани — 12 *км*.

Поверхность фундамента осложнена выступами более низкого порядка. К выступам, достаточно четко отражающимся на характере локального поля силы тяжести, относятся погребенные поднятия куполовидной формы на севере от г. Дибрар и на западе от ст. Яшма. Поперечный размер выступа кристаллического фундамента постепенно суживается на юго-восток. В районе Сумгаита ширина выступа не более 20 *км*.

Апшероно-Центральнокобыстанский минимум относится к области южного склона Большого Кавказа и отражает прогибание кристаллического фундамента, так как в районе развития этого минимума мезозойские структуры на западе и третичные складки на востоке располагаются независимо от очертания изоаномал. На Апшеронском полуострове третичные складки сориентированы в кавказском направлении. Некоторые складки заворачивают даже на ЮЮВ, а региональная аномалия простирается вдоль полуострова в широтном направлении. Выше было отмечено, что в одной аномальной зоне располагается несколько антиклинориев и синклинориев. Это свидетельствует о несовпадении структурных планов мезокайнозойского комплекса и кристаллического фундамента. Однако резкого различия в направлениях складок и простираниях выступов и прогибов фундамента не отмечается. Общее направление простирания мезокайнозойской складчатости и структурных элементов фундамента остается кавказским или близким к нему. Изменение направлений складок на Апшеронском полуострове с кавказского на ЮЮВ можно объяснить изменением простирания следующего выступа фундамента, соответствующего Явандаг-Сангачальскому максимуму, который также меняет свое направление простирания с широтного в районе г. Гиджаки, на ЮЮВ в районе г. Миаджик. Строение кристаллического фундамента дается на профильных разрезах № 1 (рис. 41) и № 2 (см. рис. 26). План расположения этих профилей был уже приведен выше на рис. 38.

Пространство между осевой линией Апшероно-Кобыстанского минимума и Явандаг-Сангачальского максимума на востоке характеризуется относительно спокойным полем силы тяжести. Амплитуда локальных

аномалий здесь изменяется в пределах ±2 *мгл*. Однако такое представление о гравитационном поле этого района может измениться, если обратить внимание на результаты морской сейсморазведки.

От Апшерона на юг морские сейсмические профили отмечают интенсивное нарастание мощности плиоценовых отложений (рис. 42). Эти отложения имеют наименьшую плотность — в среднем 2,0—2,2 *г/см*^{3}. Увеличение мощности плиоцена от Апшеронского полуострова на юг к

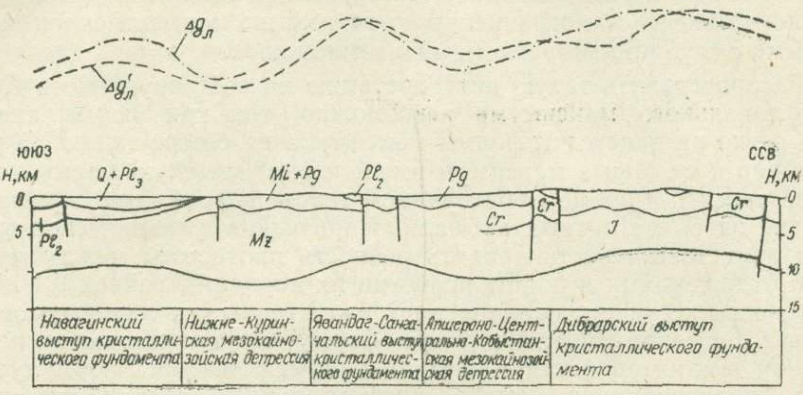


Рис. 41. Геологический разрез по профилю № 1 (см. рис. 38). Условные обозначения на рис. 33 и 37

морскому продолжению Джейранкечмезской депрессии при спокойном залегании подстилающих комплексов должно было сопровождаться пропорциональным уменьшением силы тяжести в этом же направлении. На самом же деле по аномалиям Буге, а также по локальным аномалиям наблюдается обратное. Отсюда следует, что увеличению мощности более молодых отложений на глубине соответствует подъем более плотных и древних комплексов пород. Апшеронско-Центральнокобыстанская

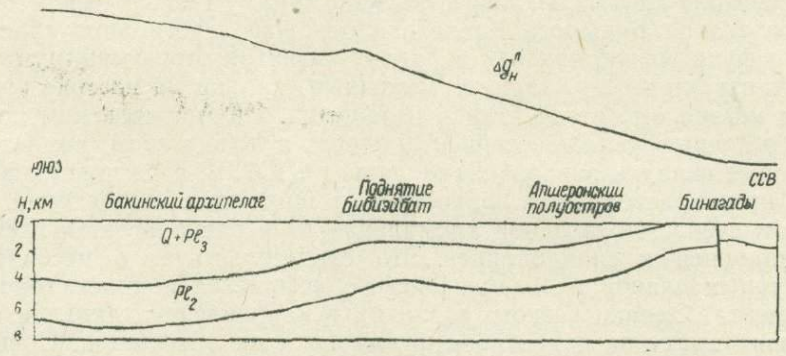


Рис. 42. Сейсмогеологический разрез по профилю № 3 (см. рис. 38).

аномалия второго порядка должна быть рассмотрена в качестве предгорного минимума, а прогиб, вызывающий эту аномалию, как предгорная депрессия. Эта депрессия включает весь Апшеронский полуостров, северную часть Бакинского архипелага и Центральный Кобыстан. В последней зоне, в 20 *км* восточнее с. Маразы, прогиб резко сужается и далее, в районах Астраханка и Шемаха, заметно расширяется. В Апшеронской области северное крыло депрессии круче южного и простирается в широтном направлении, а южное крыло, более пологое, простирается в юго-восточном направлении. В Бакинском архипелаге южное крыло депрессии входит в состав северо-восточного крыла кристалли-

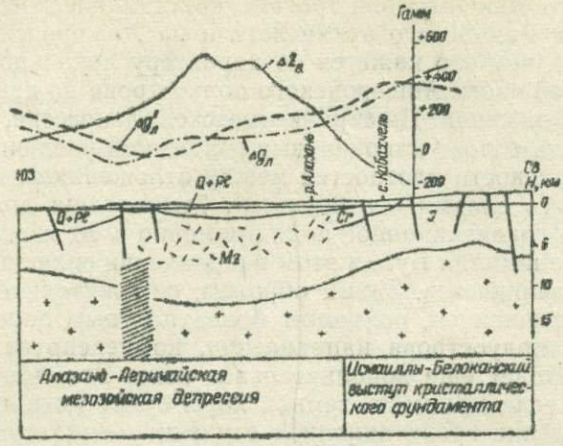
ческого выступа, соответствующего морскому продолжению Явандаг-Сангачальского максимума. Строение кристаллического фундамента в северной части Бакинского архипелага и на Апшеронском полуострове более сложное, чем это кажется по характеру локального поля.

От северной части Апшеронского полуострова до центральной части морского продолжения Джейранкечмезской депрессии, на расстоянии 50 *км*, мощность только плиоценовых отложений увеличивается до 7 *км*. При средней разности плотностей между отложениями плиоцена и подстилающими его слоями — в 0,3 *г/см*^{3}, 7 *км* толща должна создавать отрицательное гравитационное поле примерно в 88 *мгл*.

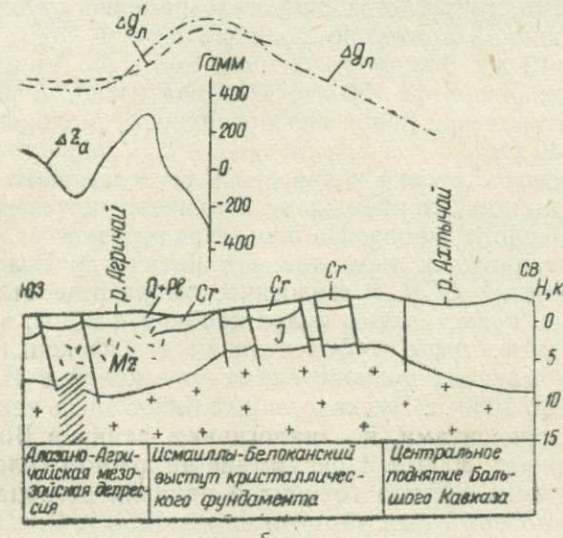
На карте аномалий Буге в этом направлении сила тяжести не уменьшается, а увеличивается. Таким образом, положительный гравитационный эффект, вызванный подъемом более плотных пород в южном от Апшеронского полуострова направлении, компенсирует дефект масс в плиоцене и создает еще дополнительное поле. Это может быть только в том случае, если мощность земной коры будет уменьшаться в целом. Так как появление гравитационной ступени с амплитудой, превышающей 88 *мгл*, никак не может быть объяснено поверхностными геологическими условиями, то остается допустить наличие глубинного разлома, по которому южное крыло по подошве земной коры приподнято на высоту около 10 *км*. Мощность земной коры на Апшероне, как было отмечено выше, равна 48—50 *км*. Следовательно, в районе северной части Нижне-Куринской депрессии поверхность Мохоровичича находится на глубине 40 *км*.

Геологическое строение южного крыла мегантиклинория Большого Кавказа в Западном Азербайджане отличается от строения восточной его части и северного склона. Наблюдается и резкое различие в распределении гравитационных аномалий. От Лагича до Белокан и далее, в пределы Грузинской ССР, в геологическом разрезе отложения байоса и альб-сеномана представлены вулканогенной фацией, в состав которой входят порфириты, туфы, туфопесчаники и туфоконгломераты. Мощность альб-сеноманских вулканогенных отложений в Вандамской зоне составляет около 1000 *м*. Вулканогенный байос здесь вскрыт лишь своими верхними горизонтами, но аналогичная фация в Восточной Грузии достигает мощности 3000 *м*. Присутствие на южном склоне эффузивных пород базальтового состава говорит о наличии регионального глубинного разлома, который был замечен еще в 1956 г. Э. Ш. Шихалибейли [123]. Магма, внедрившаяся местами в толщу земной коры, не выходит на дневную поверхность, а образует пластовые инструзии, о чем говорят отдельные, довольно интенсивные максимумы силы тяжести и магнитные аномалии. Одним из таких максимумов является узкая и относительно более интенсивная аномалия, находящаяся на северо-западном конце Дибрарского регионального поля второго порядка, количественная интерпретация которого была дана выше. Следующей аномалией, связанной с внедрением основной магмы в толщу мезозойского комплекса и частично излившейся на поверхность, является Исмаиллинский максимум.

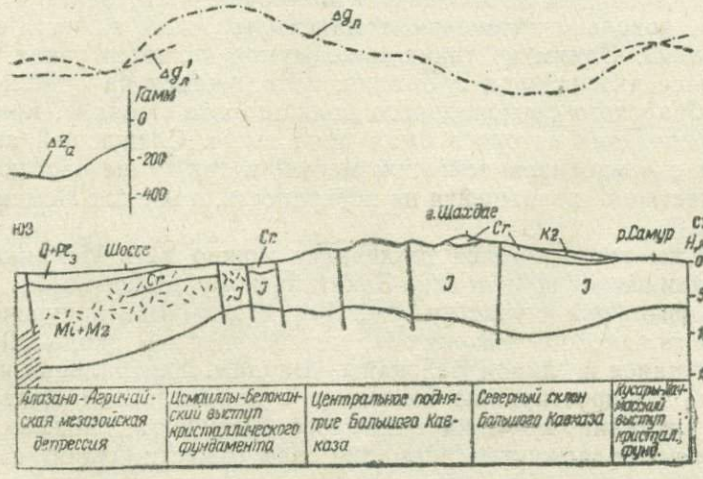
Такое же геологическое толкование можно дать Исмаиллинскому, Кахско-Нухинскому и Белокано-Закатальскому максимумам. На карте регионального фона к участку этих трех максимумов приурочена узкая полоса регионального максимума, интенсивностью около 10—15 *мгл*, простирающаяся по линии Белоканы—Вандам. Центральная часть этого максимума по простиранию совпадает с направлением Кахетино-Вандамского антиклинория, в ядре которого выступают отложения средней юры. Отдельные замкнутые аномалии силы тяжести южного склона связаны с внедрением вдоль разлома магматических тел глубинного происхождения, а общий максимальный гравитационный фон должен быть



а



б



в

Рис. 43. Геологические разрезы южного склона Большого Кавказа (условные обозначения на рис. 33 и 37):
а — район Белоканы; *б* — район Нуха; *в* — район Исмаиллы

связан с предгорным выступом кристаллического основания. О неглубоком залегании здесь доюрского фундамента свидетельствует наличие в толще средней юры слоя конгломератов, состоящих из валунов и галек эопалеозоя (возможно докембрия).

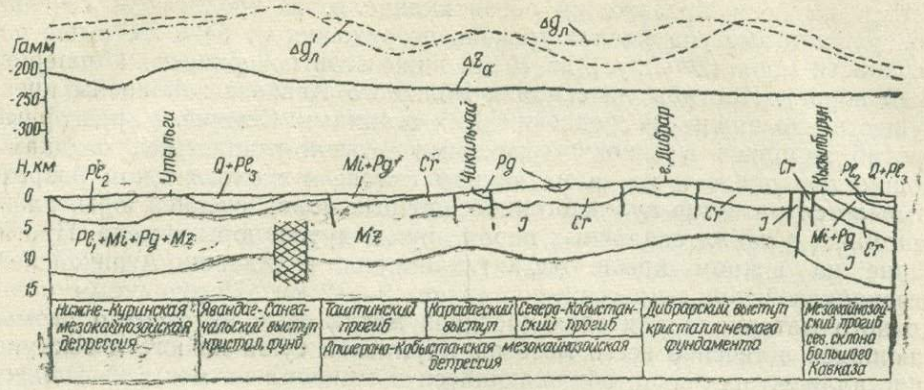


Рис. 44. Геологический разрез юго-восточного окончания Большого Кавказа в Кобыстанской области (условные обозначения на рис. 33 и 37)

Геологический разрез южного склона мегантиклинория Большого Кавказа, на котором Исмаиллы-Белоканский максимум интерпретируется как гравитационное влияние доюрского кристаллического основания, представлен на рис. 43*а*. Этот профиль задан в районе Белоканов. Второй профиль проходит в 10 *км* западнее г. Нухи, через долины рек Ахтычай и Агричай (рис. 43*б*). Третий профильный разрез, иллюстрирующий строение фундамента в районе Куткашен и в окрестности г. Шахдаг (северный склон Большого Кавказа), показан на рис. 43*в*. Следующий профиль (рис. 44), заданный поперек юго-восточного окончания Большого Кавказа, показывает, что предгорный выступ фундамента южного склона на востоке находит свое продолжение в Карадагском выступе. Между Дибрарским и Карадагским выступами располагается Апшероно-Северокобыстанский прогиб, а между Явандаг-Сангачальским и Карагачским выступами находится Таштинский прогиб Алазано-Агричайской мезозойской депрессии.

4. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическое строение и история геотектонического развития юго-восточной части мегантиклинория Большого Кавказа освещены В. Е. Хаиным [110]. Южный склон этой геоструктуры изучен Э. Ш. Шихалибейли [123]. В 1962 г. вышла из печати работа Б. В. Григорянца, посвященная вопросам тектонических соотношений складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области [43]. Геологическое строение и история геотектонического развития северного склона мегантиклинория представлены в работе В. Е. Хаина, Ф. С. Ахмедбейли и А. Н. Шарданова [108, 109]. В этих трудах обобщено огромное количество статей и помещены отдельные монографии (около 500 названий), в которых изложены материалы по изучению геологического строения и геотектонического развития, полезных ископаемых, результаты геофизических исследований и др. История геотектонического развития азербайджанской части мегантиклинория Большого Кавказа освещается в них, начиная в основном со средней и, частично, с нижней юры.

По нашим построениям современная структура и история геологического развития Большого Кавказа характеризуются следующим.

В центральной части юго-восточного Кавказа на глубине около 5—6 *км* в юго-восточном направлении простирается довольно крупный выступ кристаллического фундамента. Этот выступ соответствует Дибрарскому максимуму и является ядром мегантиклинория. Он прослеживается на всем протяжении геоантиклинали. В продольном сечении поверхность выступа меняет уровень погружения от 5—6 *км* выше поверхности моря (Эльбрус) до 10 *км* ниже этой поверхности (Апшеронский порог). Прогибы на склонах Большого Кавказа заполнены преимущественно нижне- и среднеюрскими осадками. Северный предгорный прогиб заполнен в основном юрскими песчано-глинистыми осадками мощностью около 9 *км*, а на южном склоне в геологическом разрезе отмечается развитие вулканогенноосадочных пород средней юры, альб-сеномана, а также осадочных пород других ярусов юры и мела. Прогибание на южном крыле мегантиклинория в Алазано-Агричайской мезокайнозойской депрессии составляет 9—12 *км*. Источниками обломочного материала для этих прогибов могли быть интенсивно размывающаяся в течение всего мезозоя Куринская суша на юге и выступы кристаллических пород, обнажающиеся в то время на месте нынешнего Предкавказского мегасинклинория, о которых было сказано выше. Не исключается также возможность поступления в юрское время некоторого количества обломочного материала из самого ядра.

В региональном плане общему воздыманию центрального поднятия Большого Кавказа в третичное время соответствует общее погружение соседних областей с юга и севера, где образуются Предкавказский и Куринский мегасинклинории. Окончательное оформление такого плана геотектонического развития по В. Е. Хаину было в тарханском веке, когда прекратилось осадконакопление в области Главного хребта и в сарматское время возник современный горный рельеф юго-восточного Кавказа. Таким образом, азербайджанская часть мегантиклинория Большого Кавказа по условию залегания кристаллического основания расчленяется на северный и южный предгорные прогибы, предгорный выступ и центральное поднятие.

Изучение фаций и мощностей показывает, что вся область развития мегантиклинория от нижней юры до неогена включительно испытывала непрерывную дифференциацию. Здесь образовались узкие и протяженные выступы и прогибы различного возраста. Наиболее крупные из них именуются антиклинориями и синклинориями. Возраст осадков, слагающих эти структуры, меняется в продольном направлении. В юго-восточном направлении предгорные прогибы расширяются в результате как уменьшения поперечного размера центрального поднятия, так и вовлечения в прогибание зон, окаймляющих северные и южные склоны Большого Кавказа.

В. Е. Хаин считает, что стержнем центрального поднятия юго-восточного Кавказа, испытывавшим наибольшее воздымание, является Халган-Хизинский антиклинорий (Германское поднятие), находящийся на юго-восточном продолжении Тфанского антиклинория. Далее, на востоке, это поднятие прослеживается Б. В. Григорянцем, который считает, что Апшеронский полуостров должен рассматриваться как непосредственное продолжение южного склона мегантиклинория Большого Кавказа. Северо-апшеронская акватория должна рассматриваться как продолжение зоны, охватывающей центральное поднятие юго-восточного Кавказа и часть северного склона, представленного Тенгино-Бешбармакским антиклинорием. Эти выводы совпадают с материалами геологической интерпретации гравиметрических и сейсморазведочных данных, проведенной с учетом результатов глубокого структурного и разведочного бурения.

Б. В. Григорянц [43] утверждает, что гравитационные максимумы

второго порядка характеризуют собой воздымание мезозойских и отчасти палеогеновых отложений, которые, в свою очередь, могут носить унаследованный характер по отношению к более древнему структурному плану. По этой причине автор считает, что гравиметрические максимумы (аномалии как второго, так и более низкого порядка юго-восточного Кавказа) должны рассматриваться как структуры.

На карте локальных аномалий Апшероно-Центральнокобыстанский минимум прослеживается достаточно четко и его связь с предгорным прогибом южного склона Большого Кавказа не вызывает сомнений. На протяжении всей аномальной зоны ось минимума пересекает третичные и мезозойские складки, имеющие различные ориентировки, и несколько антиклинориев и синклинориев, которые создают слабые гравитационные эффекты, выражающиеся в незначительных изгибах изоаномал. Эти аномалии в основном четвертого порядка и отчасти третьего. Отсутствие на карте локального поля второго порядка гравитационных влияний отдельных мезокайнозойских складок или слабое их отражение объясняется тем, что плотностные различия между породами прогибов и выступов незначительны и не создают заметных дефектов или избытков масс. В этом отношении любопытен тот факт, что на Апшеронском полуострове амплитуда поднятия третичных антиклиналей составляет тысячи метров, а гравитационное отражение этих структур или очень слабое или вовсе отсутствует. Следовательно, ни третичная складчатость, ни мезозойские структуры не создают региональных аномалий второго порядка. Эти поля не могут быть объяснены изменениями структурных планов внутри кайнозойского комплекса или же несовпадениями структурных планов складок палеоцен-миоцена и мезозоя. Что касается гравитационного влияния третичных осадков Апшеронской области, имеющих значительный дефект масс, то они представлены на карте регионального фона аномалий Буге. Эти влияния действительно велики как по амплитуде, так и по занимаемой площади[1].

На построенных нами профилях по данным гравиметрии максимальная глубина погружения поверхности кристаллического основания на южном склоне составляет 12 *км*. Из этой мощности осадков на долю кайнозоя приходится 500—1000-*м* толща. Меловые соли, по-видимому, имеют мощность не более 2—3 *км*, остальная 8—9-*км* толща должна иметь преимущественно средний и нижнеюрский возраст. Мощность мезокайнозоя, определенная в Алазано-Агричайской предгорной депрессии, является одним из возможных вариантов. Определить глубину залегания кристаллического основания на южном склоне по данным гравиметрии трудно в связи с развитием здесь огромной толщи вулканогенноосадочных пород средней юры и альб-сеномана. Изучение плотности вулканогенных пород показывает, что резких различий между объемным весом внутри мезозойских слоев нет, тем не менее не исключена возможность, что найденная плотность вулканогенных пород южного склона, равная в среднем 2,67, не соответствует истинному значению, поскольку эти определения относятся к образцам, отобранным из естественных обнажений. На глубине плотность вулканогенных пород не будет отличаться от плотности вещества кристаллического фундамента. В этом случае глубина залегания кристаллического основания в Алазано-Агричайской депрессии будет равна не 12 *км*, а примерно 9—10 *км*.

Отсутствие каких-либо следов размыва среднего и верхнего палеозоя, а равно и триаса в мезозойской толще южного склона позволяет

---

[1] На крупномасштабных картах локальных аномалий мезозойским (преимущественно юрским) поднятиям Юго-Восточного Кавказа соответствуют четкие локальные максимумы; палеогеновым поднятиям диапирового типа Апшероно-Кобыстанской области соответствуют локальные минимумы *(Ред.)*.

предполагать наличие геоантиклинальных условий в течение герцинского цикла [123]. Источником обломочного материала, заполнившего прогибы Кавказской геосинклинали, по предположению Э. Ш. Шихалибейли, послужила суша, расположенная на юге в области современного Куринско-Рионского мегасинклинория, которая от нижней юры до кимериджского века включительно имела геоантиклинальный режим развития и была основным поставщиком терригенного материала. В стержневой части мегантиклинория — в Тфанском антиклинории в нижнеюрское время, по-видимому, имелись отдельные островки кристаллических пород, которые были снивелированы в доггере. В осевой зоне юго-восточного Кавказа мощность мезозойских пород по данным гравиметрии не превышает 6 *км*, в то время как на крыльях мегантиклинория только в юрское время накопилась 9-*км* толща осадков.

Установленная закономерность об увеличении мощности земной коры вдоль оси Большого Кавказа с юго-востока на северо-запад, т. е. в направлении, в котором возраст осадков, слагающих Центральное поднятие, становится все древнее, позволяет допускать уменьшение мощности юрских отложений на своде Тфанского антиклинория с юго-востока на северо-запад.

ГЛАВА VII

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Установленная по данным геологических исследований перспектива нефтегазоносности Южного Каспия послужила основанием для широкого разворота здесь геофизических наблюдений. Основной объем этих работ был выполнен в период 1950—1962 гг. Углубленное изучение геологии Южного Каспия проводилось путем комплексного применения всех методов разведочной геофизики.

Площадной гравиметрической съемкой покрыты районы Апшеронского архипелага и порога Бакинского архипелага до государственной границы с Ираном и восточная прибрежная зона Южного Каспия, прилегающая к территории Туркменской ССР. В центральной части Южного Каспия выполнены маршрутные пересечения с гравиметрами, установленными на судах. Южнее широты г. Астары до Южноиранского берега гравиметрического материала нет. Для этого участка Каспия отсутствуют также материалы других геофизических исследований. Шельфовые полосы Южного Каспия покрыты густой сетью пунктов гравиметрических наблюдений.

В северной части Южного Каспия в 1951—1952 гг. была выполнена аэромагнитная съемка с пересечениями, соединяющими оба берега. В результате этих работ была составлена карта полных аномалий геомагнитного поля эпохи 1910 г. с сечением изолиний через 1 *мэрстед*.

Проведенные в значительном объеме электроразведочные работы носили относительно детальный характер и были предназначены для изучения элементов тектоники отдельных морских третичных антиклиналей. В силу незначительной эффективности электроразведки при изучении глубинного строения Южного Каспия материалы этих исследований не были использованы для построения глубоких разрезов земной коры.

В 1956 г. на Каспии были проведены опытно-методические работы

по глубинному сейсмическому зондированию. При этом удалось отработать 12 профилей общей протяженности около 1300 км.

Для изучения глубинного строения Южного Каспия ценными являются материалы сейсморазведки. В южной части Каспийского моря отработаны многочисленные региональные и детальные сейсмические профили. Эти профили позволяют выявить общие закономерности строения земной коры на глубинах до 13—16 км.

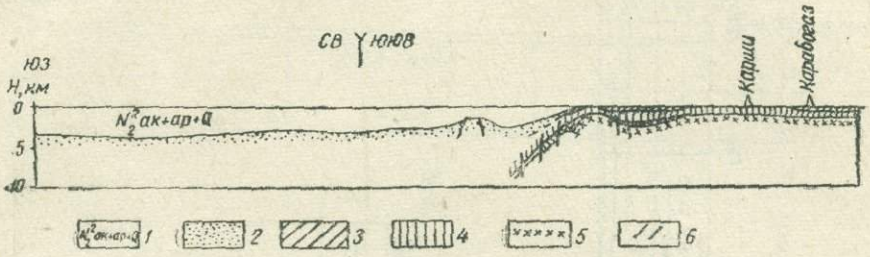


Рис. 45. Геологический разрез юго-восточной прибрежной зоны Каспийского моря [58]:

1 — отложения верхнего плиоцена и четвертичного периода; *2* — продуктивная (красноцветная) толща; *3*— кайнозойские отложения без подразделения; *4* — отложения мела; *5* —поверхность палеозойского фундамента $v_г$ = 5,6—5,8 км/сек); *6*—разрывные нарушения

Геологическая интерпретация описанных выше геофизических исследований позволяет обоснованно судить о глубинной тектонике Южного Каспия: составить план расположения третичных антиклиналей, выявить прогибы, поднятия и блоки в кристаллическом фундаменте, составить региональные профильные разрезы земной коры, построить тектонические схемы по различным структурным этажам и наметить полосы расположения глубинных разломов в земной коре.

Перейдем теперь к рассмотрению материалов интерпретации геофизических наблюдений.

Геологическому строению южной части Каспийского моря, граница которой проводится нами учитывая гравиметрические данные по широте, проходящей через г. Дербент, посвящались многочисленные статьи и отдельные монографии.

Представляют практический интерес следующие работы, имеющие прямое отношение к освещению глубинного строения рассматриваемой морской области: В. В. Федынского [105], представившего профильный геологический разрез земной коры по линии Талыш-Дербентская котловина (см. рис. 14); Ю. Н. Година [42], впервые опубликовавшего схему тектонического районирования восточной части Южного Каспия на основе геофизических данных; А. А. Борисова, Г. Х. Дикенштейн, Н. Е. Кравченко, Н. П. Лопатиной, Я. П. Маловицкого и В. А. Корнева [27], обобщивших существующие представления о геологическом строении Каспийского моря и давших схему тектонического районирования на фоне подобной схемы прилегающих областей; В. А. Корнева, Е. М. Луцук, А. М. Сунгурова [58], представивших схемы тектоники всего Каспийского моря и четырех профильных разрезов земной коры. Из этих профилей лишь один, проходящий вдоль восточного берега Южного Каспия, относится к рассматриваемой области (рис. 45).

Кроме перечисленных статей, в 1962 г. вышла из печати работа группы авторов о ГСЗ в центральной части Каспийского моря [8]. В этой монографии представлены разрезы земной коры, на основе которых составлены структурные схемы по поверхностям различных слоев земной коры.

Целесообразно изложить результаты интерпретации геофизических исследований, начиная с материалов ГСЗ.

Геологические данные, полученные в результате обработки материалов ГСЗ, представлены на восьми профильных разрезах (профили № 1,

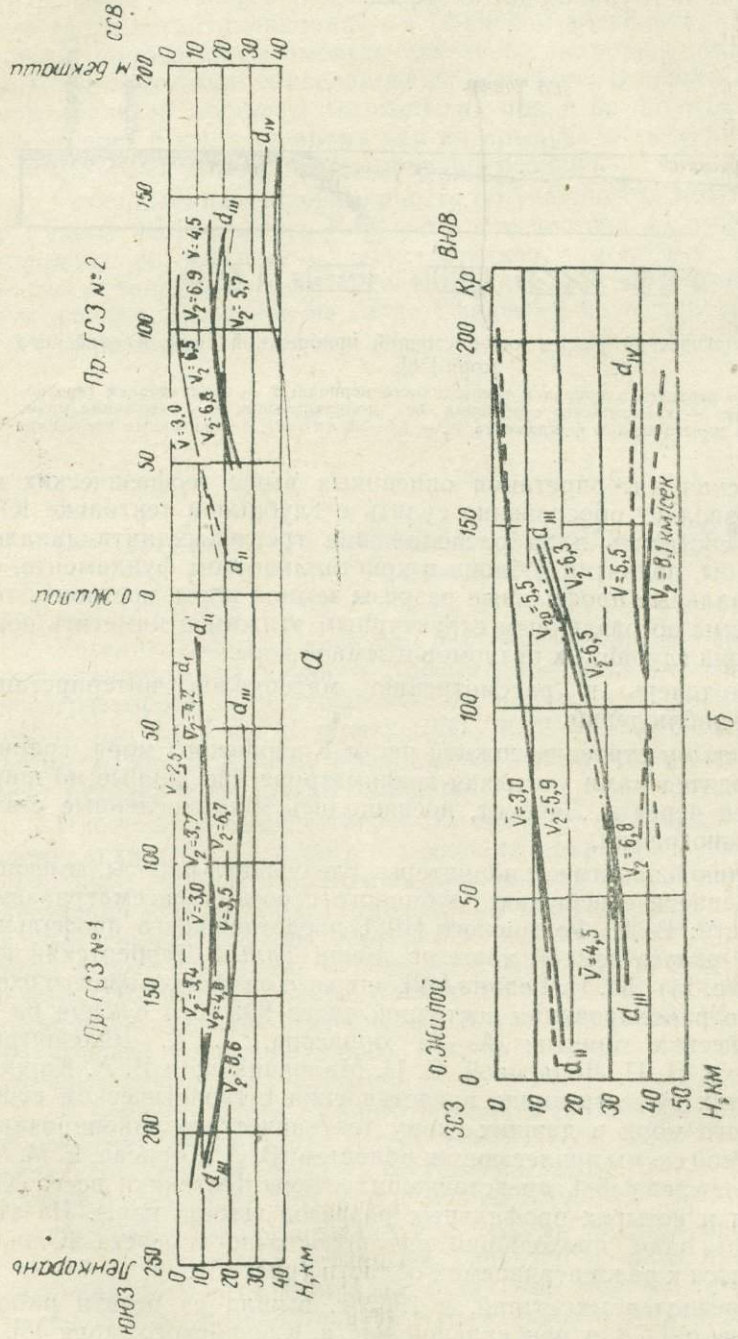


Рис. 46. Разрезы земной коры по морскому профилю ГСЗ:
а — № 1—2; *б* — № 3.

2 и № 5 и 6 объединены). На этих разрезах (рис. 46) приведены различные варианты построения трех основных границ раздела, соответст-

вующих поверхностям кристаллического фундамента (d_{II}), базальтового слоя (d_{III}) и Мохоровичича (d_{IV}).

На рис. 46*д* приведены границы раздела по морским и кольцевым профилям ГСЗ. При построении разрезов учитывались изменения средней скорости с глубиной.

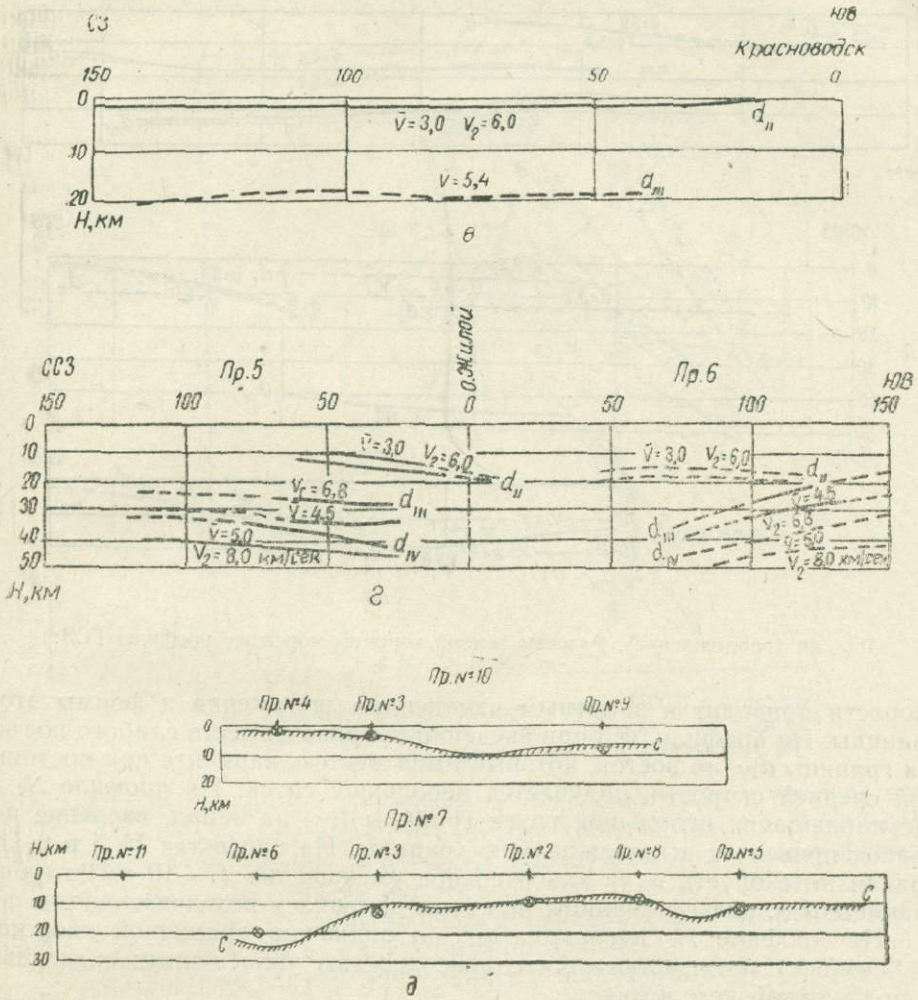


Рис. 46 (продолжение). Разрезы земной коры по морскому профилю ГСЗ: *в* — № 4; *г* — № 5—6; *д* — № 7—8.

На рис. 46*ж* варианты *А* и *Б* построены согласно двум вариантам расшифрования природы глубинных волн — либо отраженные, либо преломленные. Схема расположения этих профилей дается на рис. 47. Различные варианты проведения границ связаны с изменениями скоростей сейсмических волн вдоль профиля. Характерным является то, что для границы d_{II} максимальные поправки в глубинах вследствие изменения скорости получены на профилях № 2 и 3 и составляют около 2—3 *км*. Для границ d_I поправки в глубине значительно выше; особенно больших величин они достигают на профилях № 5 и 6—7—8 *км*. Для западной части профилей № 2 и 3 поправки эти незначительны, и только при переходе к платформе, в восточных частях профилей, эти поправки ощутимы — 5—7 *км*.

Граница d_{IV} построена на профилях № 2, 3, 5, 6 и 8. Фактически только на профиле № 2 ее положение определяется достаточно надежно. Величина средней скорости до границы d_{IV} сильно зависит от рельефа вышележащих границ, поэтому введение поправок в значения средней

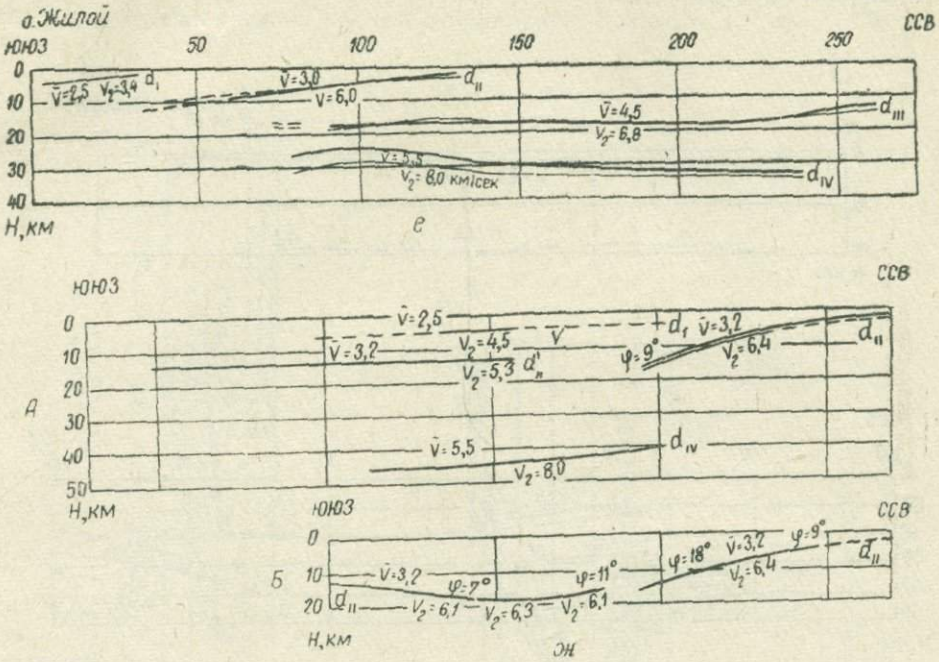


Рис. 46 (продолжение). Разрезы земной коры по морскому профилю ГСЗ: *е* — № 8; *ж* — № 9.

скорости приводит к заметным изменениям положения и формы этой границы. На профиле № 3 при введении поправок, вместо слабого подъема границы d_{IV} на восток, который имел место в варианте при постоянной средней скорости, получается небольшой спуск. На профиле № 2, где наблюдался небольшой спуск границы d_{IV} на запад, введение поправок привело к выполаживанию границы. На профилях № 5 и 6 поправки на скорость дали значительное уменьшение (7—10 *км*) глубин границы d_{IV}, рельеф границы при этом изменился незначительно.

На профиле № 1 граница d_{II} по значению граничной скорости (4,8 *км/сек*) отождествляется с поверхностью уплотненных осадочных пород мезозойского возраста.

Юго-западный конец профиля № 9 подходит к зоне развития Южнокаспийского максимума и представляет поэтому особый интерес с точки зрения выяснения геологической природы этой аномалии. На рис. 46 *ж* показан вариант разреза, по которому построены границы d_I, d_{II}, d_{III} и d_{IV}. Граница d_{IV} построена с постоянной скоростью 5,5 *км/сек*. Если учесть уменьшение средней скорости с северо-востока на юго-запад до 4,5 *км/сек*, то глубина границы d_{IV} уменьшится почти до 30 *км*. Отсюда следует, что мощность земной коры с приближением к зоне Южнокаспийского максимума уменьшается. Второй вариант разреза построен с учетом изменения средних скоростей вдоль профиля. Из трех глубинных границ здесь остается лишь поверхность кристаллического фундамента.

На кольцевых профилях № 7 и 10 отмечается только граница d_{II}. На профиле № 7 эта граница, ввиду наличия неувязок, проведена неуверенно. Увязка с профилем, построенным по данным гравиметрии и

пересекающим северную половину кольца, дает относительно хорошую сходимость.

Структурная схема для границы d_{II} (граничная скорость 6 *км/сек*) охватывает северную половину Южнокаспийской впадины (рис. 47). Эта схема более достоверна по изоглубинам от 2,5 до 15 *км*. Изоглубины 17,5 и 20 *км* нельзя считать уверенными, они даны на схеме пунктиром.

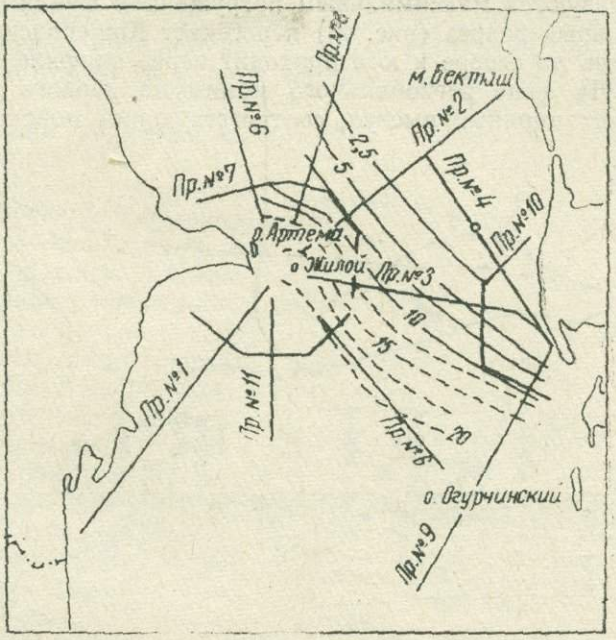


Рис. 47. Схема расположения профилей ГСЗ в центральной части Каспийского моря. Изолинии показывают глубины залегания кристаллического фундамента [8]

Замечается также несоответствие в поведении границ раздела в глубоких частях их погружения с данными гравиметрии. По сути дела данные ГСЗ дали лучшие результаты при отбивке поверхности фундамента на платформенной части Южного Каспия. Эти результаты хорошо увязываются также с данными ГСЗ в Туркмении, удовлетворительные результаты получены на платформенном склоне.

В зоне перехода от эпигерцинской платформы к альпийской геосинклинали поверхность кристаллического основания испытывает погружение на глубину от 2,5 до 12,5 *км*. Менее уверенно прослеживаются изоглубины поверхности кристаллического фундамента в полосе Апшеронского порога (изоглубины 15, 17,5, 20 *км*).

Мощности земной коры, полученные при учете изменения средних скоростей сейсмических волн, по-видимому, ближе к действительности, так как в этом варианте на профиле ГСЗ № 6 по направлению к региональному максимуму Южного Каспия наблюдается уменьшение мощности земной коры, что хорошо согласуется с повышением значения изоаномал силы тяжести в том же направлении.

2. СОПОСТАВЛЕНИЕ ДАННЫХ ГСЗ И ГРАВИМЕТРИИ

Учитывая, что региональные аномалии силы тяжести в депрессионных областях в основном связаны с глубоким погружением поверхности кристаллического основания или с огромной мощностью третичного малоуплотненного комплекса пород в Азербайджане, первым делом сле-

дует обратить внимание на поведение поверхности кристаллического фундамента и сопоставить его с кривыми аномалий Буге.

Продолжение центрального поднятия Большого Кавказа обнаруживается по данным сейсморазведки и гравиметрии на севере от о. Жилого, где в зоне погружения третичных пород имеется относительный максимум силы тяжести, свидетельствующий о подъеме кристаллического основания; а по данным ГСЗ акватории островов Артема и Жилого характеризуются максимальным погружением фундамента.

Профильный разрез (рис. 48) пересекает Апшеронский полуостров. Этот профиль на севере и юге проходит через профиль ГСЗ № 7 (см. рис. 46*д*). На фоне регионального минимума первого порядка отмечается гравитационный выступ, соответствующий морскому продолже-

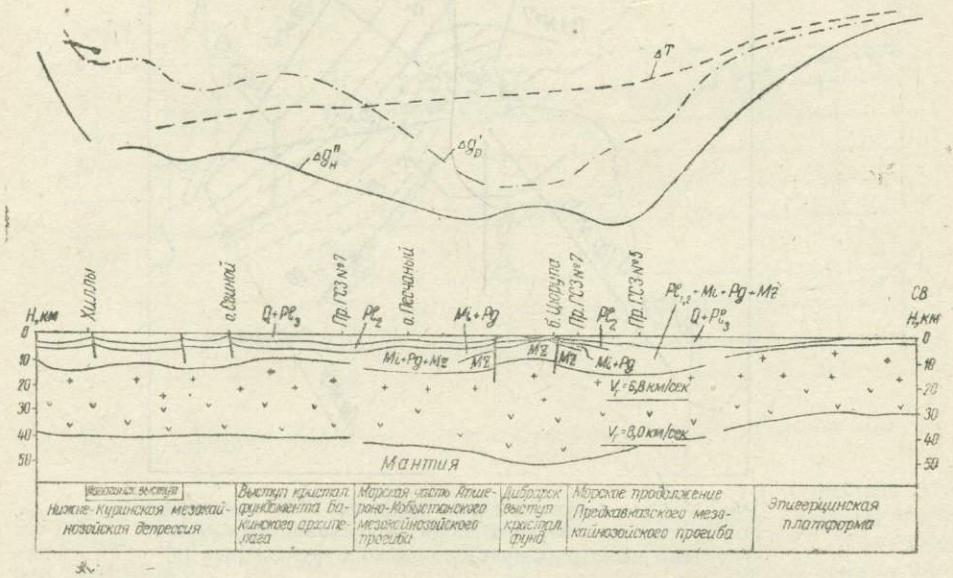


Рис. 48. Разрез земной коры в западной части Южнокаспийской впадины по профилю № 14. План расположения этого и других региональных профилей представлен на рис. 92 (условные обозначения см. на рис. 33 и 37).

нию Дибрарского максимума, который в предыдущей главе был интерпретирован как гравитационное влияние выступа кристаллического фундамента. На этом профильном разрезе подошва мезозойского комплекса залегает на глубине 7—10 *км*, а на смежных с севера и юга прогибах, соответствующих Североприапшеронскому и Калинскому минимумам, глубина погружения фундамента составляет 15 *км*. На профиле ГСЗ № 7 в районе пересечения его с профилем ГСЗ № 5, где на карте аномалий силы тяжести оконтуривается Североприапшеронский минимум, глубина погружений кристаллического фундамента равна 15 *км*, что согласуется с данными гравиметрии. На профиле ГСЗ № 7 между точками пересечения этого профиля с профилями ГСЗ № 8 и 3 отмечается выступ кристаллического фундамента, находящийся на глубине 7—10 *км*. С этим участком профиля совпадает простирание центрального поднятия мегантиклинория Большого Кавказа. Лучшего доказательства того, что этот мегантиклинорий продолжается на восток в район Апшеронского порога быть не может. Данные ГСЗ и гравиметрии и в этом случае хорошо согласуются между собой.

Таким образом, по поверхности кристаллического фундамента (данные ГСЗ и гравиметрии) можно проследить предгорные прогибы меган-

тиклинория Большого Кавказа с севера и юга, а также сам выступ кристаллического основания, слагающего ядро этой структуры, на значительное расстояние от Апшеронского полуострова на восток (на 60 *км*).

Отсутствие на остальных профилях ГСЗ отражения этих основных элементов мегантиклинория Большого Кавказа можно объяснить несовершенством применяемой методики сейсмического зондирования. Возможно, склон кристаллического фундамента осложнен рядом ступеней, которые не могут быть обнаружены при точечной методике наблюдения. В первом приближении профиль ГСЗ № 7, хотя авторы [8] очень осторожно относятся к нему, хорошо согласуется с данными гравиметрии.

Обратим теперь внимание на кольцевой профиль ГСЗ № 10, который представляет интерес с точки зрения изучения поведения кристаллического фундамента в восточной части Южного Каспия. По этому профилю поверхность кристаллического основания в южном направлении резко погружается и в районе Апшеронского порога мощность мезокайнозойского комплекса осадков составляет 10 *км*. Направление профиля в этом районе меняется на юго-восточное. Здесь наблюдается слабый подъем кристаллического основания, соответствующий южной периклинали Карабогазского свода. В этом же районе профиль ГСЗ № 9 пересекает кольцевой профиль ГСЗ № 10. Как показывает ход изменения кривой аномалии силы тяжести, здесь имеется соответствие между наблюдаемым гравитационным полем и поведением кристаллического фундамента.

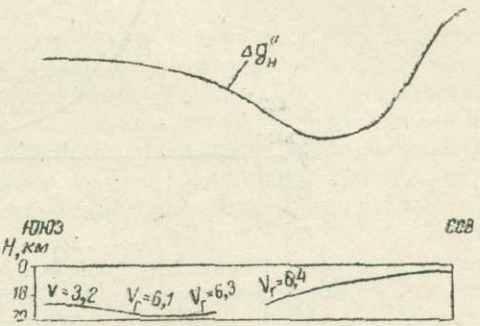


Рис. 49. Сопоставление результатов ГСЗ по профилю № 9 с кривой аномалий Буге. Минимум кривой соответствует морскому продолжению Прибалханской гравитационной депрессии

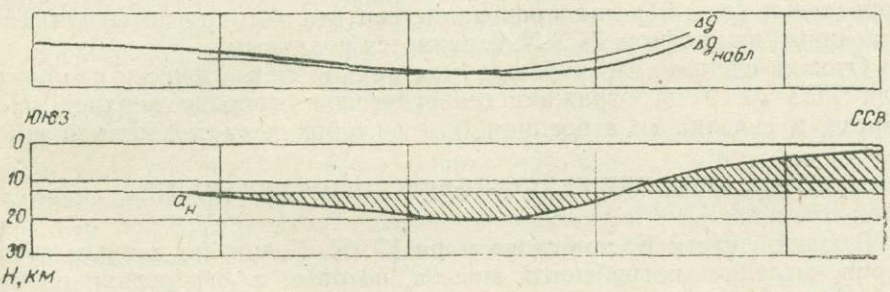


Рис. 50. Сопоставление результатов ГСЗ по профилю № 9 с кривой аномалий Буге, выполненное авторами работы [8]

Между профилями ГСЗ № 3 и 9 никаких следов центрального поднятия Большого Кавказа нет. Региональный минимум первого порядка здесь (восточная часть Апшеронского порога) не осложнен аномалией второго порядка, как это наблюдается в акватории Апшеронского полуострова. Следовательно, сводовое поднятие Большого Кавказа затухает. Это одновременно означает, что восточные продолжения предгорных прогибов, таких, как Североприапшеронского и Апшеронского, соединяются в единый прогиб, именуемый западным продолжением Прибал-

ханской депрессии. Последний на карте аномалий силы тяжести характеризуется глубоким гравитационным минимумом, простирающимся от центральной части Апшеронского порога на восток в область Прибалханской депрессии. Ось этой аномалии на востоке проходит через полуостров Челекен и на восточном берегу совпадает с осью Прибалханской гравитационной депрессии.

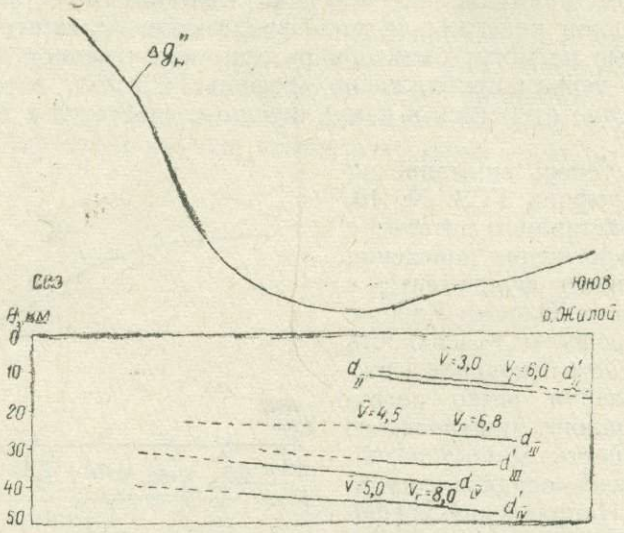


Рис. 51. Сопоставление результатов ГСЗ по профилю № 5 с кривой аномалией Буге

Для сопоставления с данными гравиметрии характерен профиль ГСЗ № 9. Как видно из рис. 49, максимальное значение регионального отрицательного поля находится не под прогибом кристаллического фундамента, как это показано на рис. 50, а смещено к северо-западу на значительное расстояние. Схематичность рис. 50 объясняется, по-видимому, малой точностью данных маятниковой съемки. Результаты сейсморазведки (рис. 51) дают основание считать, что прогиб фундамента, показанный на профиле ГСЗ № 9, является реальным.

Отсюда следует, что наблюдаемая кривая силы тяжести вдоль профиля ГСЗ № 9 не отражает геологическое строение верхней части разреза, а связана со строением более глубоких частей земной коры.

3. СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

В южной части Каспийского моря Ю. Н. Годин, по данным гравиметрии, выделяет погребенный массив, который с юга ограничивается Горганским прогибом фундамента, разделяющим Южнокаспийскую и Эльбрус-Аладагскую зону поднятий [42]. Южнокаспийский региональный максимум силы тяжести, по Ю. Н. Годину, связан со срединным массивом, которому в современном структурном плане соответствует наложенная антропогеново-неогеновая впадина.

Карабогазский свод Ю. Н. Годин выделяет по данным гравиразведки, магнитометрии и сейсморазведки. В пределах центральной части свода глубина залегания фундамента определяется в 1—2 *км*. Слово «Южнокаспийский» выше было применено для наименования минимума первого порядка Южного Каспия в целом. Южнокаспийский максимум, о котором упоминает Ю. Н. Годин, был назван во второй главе максимумом Година.

Поднятие фундамента, соответствующее этому максимуму, находится внутри альпийской геосинклинальной области. Карабогазский выступ, охватывающий территорию залива Карабогазгол, прилегающих морских зон и участков суши, входит в платформенную часть Южного Каспия. Этому выступу (своду) соответствует Карабогазский максимум.

Границу между эпигерцинской платформой и альпийской геосинклиналью в море наиболее обоснованно провел К. А. Мустафаев [81]. В основу его разделения были положены материалы по изучению магнитного и гравитационного полей, а также сейсмичности Южного Каспия. По мнению автора, на всем протяжении гравитационной ступени от Красноводска до Махачкалы предполагается внедрение интрузивных пород. Отвечающий этой зоне разлом имеет большую глубину залегания и носит характер шва.

Строение кристаллического фундамента в северной части Южнокаспийской впадины в полосе этого разлома достаточно подробно изучено глубинным сейсмическим зондированием. Данные ГСЗ не вызывают сомнений, так как геологические материалы по береговым зонам и результаты геофизических исследований, полученные в море, согласуются. Далее, на юг от линии разлома, следует глубокий прогиб кристаллического основания, соответствующий морскому продолжению Предкавказского мегасинклинория.

На схеме тектоники Каспийского моря, составленной В. А. Корневым [58], область, протягивающаяся от Приапшеронской зоны до полуострова Челекен включительно, носит название Апшероно-Прикурино-Прибалханской впадины, в которой современные складки формировались в верхнем плиоцене. В главе I было отмечено, что почти вся территория Южного Каспия на карте аномалий Буге отмечается региональным Южнокаспийским минимумом первого порядка. Этот минимум разделяется на следующие части:

1. Североприапшеронский, наиболее глубокий минимум, является морским продолжением Предкавказского минимума. Он протягивается до полуострова Челекен.

2. Морское продолжение Апшероно-Центральнокобыстанского минимума. Эта аномалия в районе Апшеронского порога сливается с восточным продолжением Североприапшеронского минимума.

3. Горганский минимум, опоясывающий максимум Година с юга.

4. Морское продолжение Нижне-Куринского минимума. Эта аномалия протягивается в меридиональном направлении вдоль западной прибрежной полосы.

Южнокаспийский минимум осложняется максимумом Бакинского архипелага, который берет свое начало в Кобыстане и называется здесь Явандаг-Сангачальским максимумом. В море максимум Бакинского архипелага протягивается от мыса Сангачалы в южном направлении. В восточной части Южного Каспия отмечается максимум овальной формы (рис. 52).

Максимум Бакинского архипелага, по аналогии с Дибрарским, интерпретируется как выступ кристаллического фундамента, погребенный на значительную глубину. Уровень погружения этого выступа меняется по оси простирания. В Кобыстане у г. Гиджаки глубина залегания выступа кристаллического фундамента составляет 6 *км*.

На юго-восток от Кобыстана ширина максимума значительно увеличивается. В районе о. Свиного расчет с учетом разности плотностей между кайнозоем и фундаментом в 0,3 $г/см^3$ показывает, что выступ кристаллического основания здесь залегает на глубине 9 *км*. В 50 *км* на восток от устья р. Куры выступ погружается на глубину 10 *км*.

Далее, к югу, поверхность выступа фундамента воздымается. Таким образом, поверхность погребенного выступа кристаллического осно-

вания, который можно назвать выступом Бакинского архипелага, имеет вогнутое строение, которое связано с участием его в общем прогибании Южнокаспийской области в неогене. На востоке и западе от этого вы-

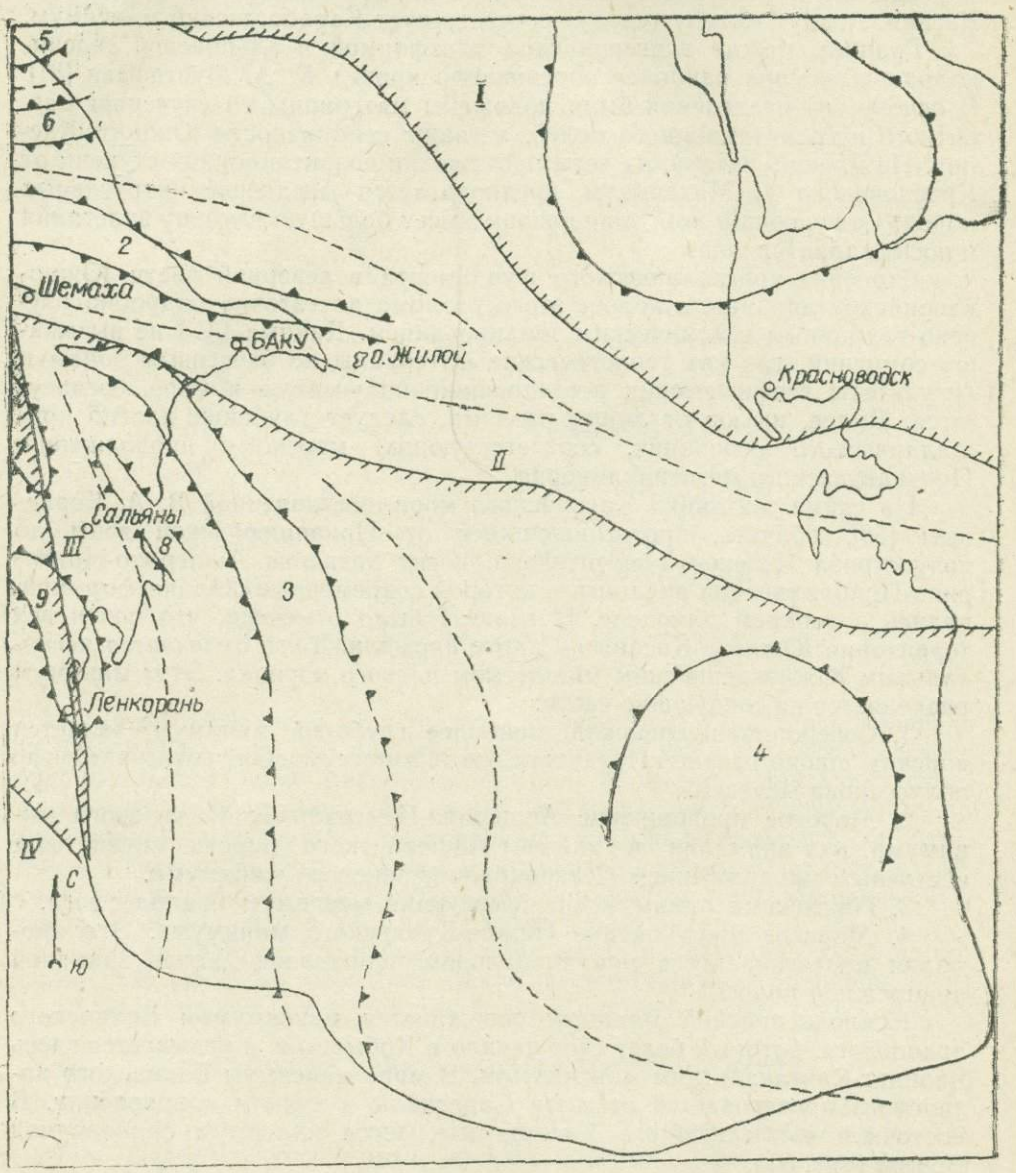


Рис. 52. Схема расположения аномалий второго порядка Южнокаспийской впадины:

Максимумы: *1* — Карабогазский; *2* — Дибрарский; *3* — Бакинского архипелага; *4* — Година; *5* — Яламинский; *6* — Кусары-Хачмасский; *7* — Саатлы-Кюрдамирский; *8* — Навагинский; *9* — Предталышский. Гравитационные ступени: *I* — Красноводск-Махачкалинская; *II* — южного склона Большого Кавказа; *III* — Лагич-Кызылагачская; *IV* — Дилижан-Лачин-Ардебильская. Оси региональных минимумов показаны пунктиром.

ступа земная кора в третичное и мезозойское время погружалась более интенсивно. По данным сейсморазведки в области, расположенной между зонами развития максимумов Година и Бакинского архипелага, слои мезокайнозоя могут иметь суммарную мощность до 16 *км*, о чем свидетельствует большая глубина исследования на профилях, отработанных здесь методом отраженных волн (рис. 53).

Эта депрессия до сего времени не имеет определенного названия. Иногда ее называют промежуточной зоной, но это название не объясняет ее геологической природы. Мы называем эту депрессию Центрально-

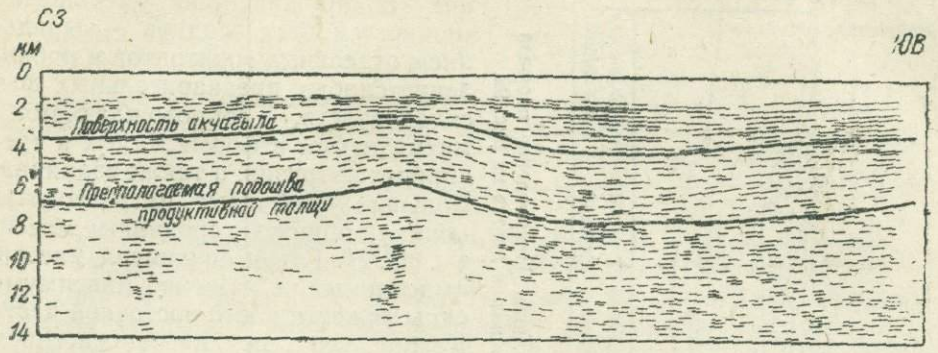


Рис. 53. Сейсмический профиль МОВ, отработанный в Центрально-Южнокаспийском прогибе (данные КМГР). План расположения приведен на рис. 92.

но-Южнокаспийским мезокайнозойским прогибом, поскольку она занимает среднюю часть бассейна Южного Каспия и располагается между двумя поднятиями кристаллического основания, а последние находятся в акваториях, близких к береговым частям моря.

На профиле, пересекающем Предэльбурскую депрессию, поверхность кристаллического фундамента проведена условно (рис. 54). При этом, на основе весьма схематичных гравиметрических данных, предполагается, что эта депрессия на западе между максимумами Година и Бакинского архипелага совпадает с южным продолжением Центрально-Южнокаспийского прогиба.

Региональный минимум Нижне-Куринской области, расположенный между максимумом Бакинского архипелага на востоке и Лагич-Кызылагачской гравитационной ступенью на западе, интерпретируется как прогиб кристаллического фундамента, заполненный отложениями преимущественно неогенового возраста, максимальная мощность которых здесь превышает 8 *км*. Ось наибольшего погружения кристаллического фундамента совпадает с осью минимума, протягивающейся по линии Шемаха-Кызылмагомед — устье реки Куры — о. Куринский Камень. Подобно выступу Бакинского архипелага, в этой депрессии фундамент погружался также неравномерно. Максимальное погружение наблюдалось в районе устья р. Куры. В северном Иране на продолжении оси Нижне-Куринского минимума на поверхность выступают палеозойские образования. Это свидетельствует о том, что в основании мезокайнозойского комплекса, по крайней мере в южной части прогиба, имеются метаморфические породы палеозоя. По-видимому, основное место занимают породы эопалеозоя, так как осадки юрского возраста и местами акчагыльские слои в районе Северного Ирана залегают на эопалеозое.

В строении кристаллического фундамента Южного Каспия особое место занимает зона, занятая Южнокаспийским максимумом Година. По данным Ю. Н. Година, в районе развития этого максимума глубина залегания фундамента равна 10 *км* [42], а по краевым зонам увеличивается до 14—16 *км*. Срединный массив, соответствующий этому максимуму, имеет овальную форму. Подчинение простираний разновозрастных складчатых сооружений, окаймляющих максимум Година, слабая дислокация третичного комплекса в районе развития этой аномалии и отсутствие эпицентров нормальных землетрясений не случайны.

Термин «срединный массив» употребляют обычно для выделения в

геосинклинальных областях крупных устойчивых поднятий. По определению В. В. Белоусова [25], устойчивые интрагеосинклинали представляют собой остатки доинверсионных интрагеоантиклиналей, не превращенных в межгорные прогибы. На них обнаруживается уменьшение мощностей всех осадков с выпадением отдельных горизонтов и проявление слабых предварительных фаз складчатости, сопровождающихся магматизмом в форме малых и трещинных интрузий, а также излияний. Большие устойчивые интрагеоантиклинали образуют срединные массивы. Ю. Н. Годин сравнивал массив, выделяемый по наличию максимума силы тяжести в юго-восточной части Каспия, со срединным массивом Дешт и Кевир.

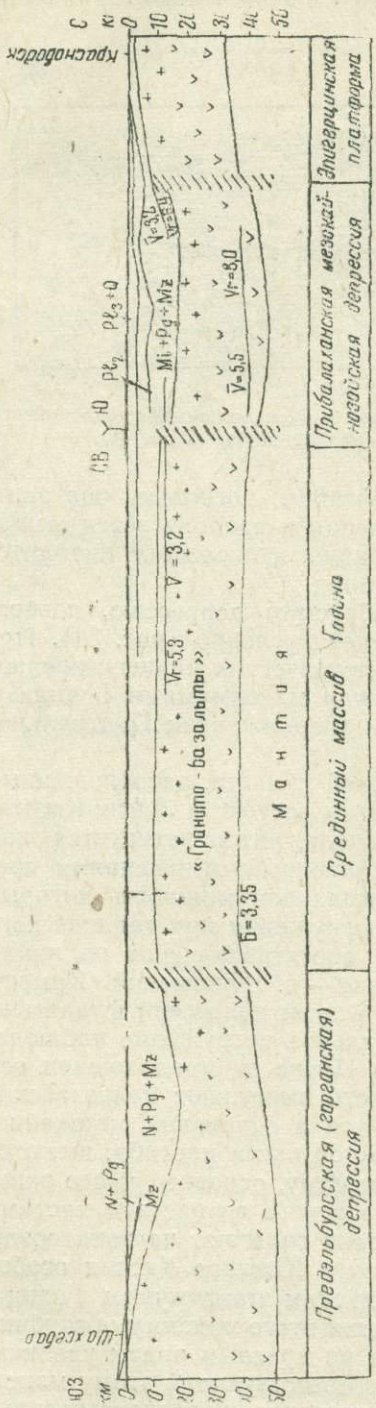


Рис. 54. Разрез земной коры по профилю № 17 в восточной части Южнокаспийской впадины. Направление профиля совпадает с профилем ГСЗ № 9. Условные обозначения на рис. 33 и 37. План расположения дается на рис. 92.

Как было указано выше, по данным Ю. Н. Година, мощность осадочного чехла в области максимума равна 10 *км*. Этот вывод согласуется также с данными сейсморазведки. На сейсмических профилях, заданных в районе этого максимума, наблюдается относительно спокойное залегание отражающих площадок, максимальная глубина которых составляет 8 *км* (*рис.* 55). Данные гравиметрии приводят к предположению, что в строении кристаллического фундамента участвуют явно выраженные неоднородности. Геологический разрез фундамента этой зоны должен существенно отличаться от разреза выступов Дибрарского и Бакинского архипелагов. По представлению В. А. Корнева и др. [58], в этой зоне гранитный слой отсутствует. Авторы, подтверждая мысль Н. И. Андрусова о том, что Южный Каспий является особой частью бассейна, которую нужно отличать от остальных его частей, отмечают, что Южный Каспий представляет собой остаток древней океанической впадины Тетиса. По А. А. Сорскому [52], в Южном Каспии только начался геосинклинальный процесс и здесь еще предстоит развитие гранитного слоя. Отсутствие в Южном Каспии гранитного слоя отмечает и Э. Ш. Шихалибейли [122].

В настоящее время преждевременно делать заключение об отсутствии гранитного слоя и океаническом характере разреза земной коры на участке гравиметрического максимума. Эта сравнительно небольшая по площади положительная аномалия может быть объяснена сокращенной

мощностью мезозойских и палеогеновых отложений, петрографическим составом пород фундамента и др.

Мощность земной коры в области Карабогазского выступа равна 40 *км* (см. на рис. профиль ГСЗ № 2), из них на долю гранитного слоя

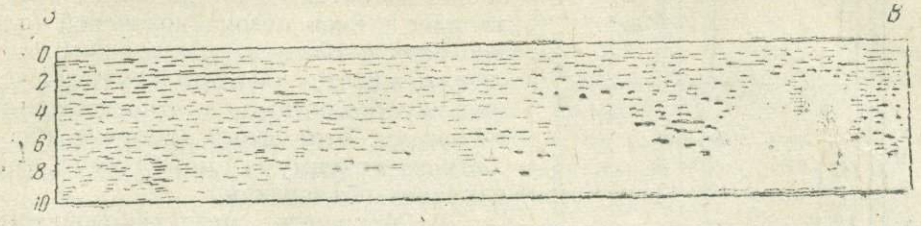


Рис. 55. Сейсмический профиль МОВ, отработанный в районе срединного массива Година (данные КМГР). План расположения дается на рис. 92

приходится 15 *км*. Если бы мощность земной коры в области максимума Година уменьшалась за счет выпадения из разреза 15-*км* толщи гранитного слоя, то аномалия должна была бы достигнуть несоизмеримо большего значения.

На региональных профилях, представленных на рис. 54 и 56, проведена геологическая интерпретация результатов гравиметрических наблюдений с учетом данных сейсморазведки и ГСЗ. На этих разрезах из-за невозможности разделения земной коры на гранитный и базальтовый слои породы кристаллического фундамента Южного Каспия отмечены со средней плотностью 2,85 *г/см*^{3}. От Центральнокаспийского прогиба до центра максимума Година мощность мезокайнозойских слоев меняется от 16 до 8 *км*. Уменьшение мощности мезокайнозойского комплекса вследствие выпадения из разреза нижних, наиболее уплотненных горизонтов, компенсирует 67% наблюдаемого изменения силы тяжести. Остальные 33% могут быть объяснены подъемом поверхности Мохоровичича от уровня в 45 *км* до уровня примерно в 40 *км*.

Если выпадение из мезокайнозойского разреза 8-*км* толщи связано с подъемом всей коры на эту же высоту, то мощность земной коры в районе максимума не должна быть менее 36 *км*.

Возьмем теперь гравиметрические данные из Прибалханского мезокайнозойского прогиба и сравним их с аномальным полем максимума Година. По профилю ГСЗ № 9 находим, что на северной периферии срединного массива мощность мезокайнозойских слоев составляет 14 *км*, а на северо-западе — 18 *км*. В центральной части максимума глубина фундамента равна 8 *км*. Выпадение из разреза нижних наиболее плотных слоев мезокайнозоя (избыточная плотность 0,20 *г/см*^{3}) по направлению к центру максимума почти объясняет наблюдаемое изменение аномалии силы тяжести. Отсюда следует, что для компенсации аномалии силы тяжести нет необходимости на разрезах земной коры поднимать поверхность Мохоровичича на большую высоту. Если эта поверхность была бы приподнята на высоту в несколько километров, т. е. с 42 до 37 *км*, то мы нашли бы полное объяснение наблюдаемому гравитационному максимуму. Приведенные расчеты подтверждают, что мощность земной коры в районе развития максимума Година не может быть такой, чтобы геологический разрез этой области отнести к океаническому типу.

Остается невыясненным, почему в области накопления 8-*км* толщи молодых осадочных пород наблюдается абсолютный, а не относительный максимум. Ведь мощность земной коры по приведенным выше соображениям имеет такой же порядок, как и на платформе, где общий уровень силы тяжести обычно равен нулю. Если сравнить строение земной коры в области максимума Година с платформенной структурой и пред-

положить при этом, что геологический разрез в обоих случаях сходен, т. е. под осадочным слоем имеется гранитный, а под ним базальтовый, то, учитывая гравитационное влияние дефекта масс в 8-*км* мезокайнозойской толще, равное 100 *мгл*, мы должны наблюдать в восточной части Южного Каспия не абсолютный, а относительный максимум. Этот факт (наличие абсолютного максимума) может иметь три варианта объяснений.

1. Мощность мезокайнозойского комплекса не равна 8 *км*, а должна быть на несколько километров меньше.

2. Вещество кристаллического фундамента имеет смешанный петрографический состав, где преобладают породы основного ряда, а мощность осадочной толщи равна 8 *км*.

3. Поверхность Мохоровичича поднимается значительно выше, т. е. мощность земной коры равна не 40 *км*, а всего 35 *км*.

По-видимому, каждое из этих обстоятельств в определенной мере имеет место. Наиболее вероятно, что мощность осадочных пород в центральной части максимума равна 8 *км*, а мощность земной коры — 37 *км*. При этом в веществе фундамента должны преобладать базальтовые слои, или же мощность гранитного слоя не должна превышать 7 *км*.

Рассмотрим теперь данные ГСЗ, характеризующие строение земной коры в остальной части Южнокаспийской впадины. По этим данным, на глубине выделены две границы: первая, обозначенная d_{III} была «привязана» условно к поверхности базальтового слоя, а вторая с индексом d_{IV} считалась нижней границей земной коры [8].

Во II главе были приведены некоторые соображения, согласно которым скачок скорости сейсмической волны на некоторой поверхности внутри толщи кристаллического фундамента может характеризовать скорее всего изменение физического состояния вещества. Причем было высказано, что из-за непостоянства граничных скоростей на разделе d_{III} они не могут быть отнесены к строго определенной геологической поверхности.

По профилю ГСЗ (*рис. 46а*) отмечается приближение границы ба-

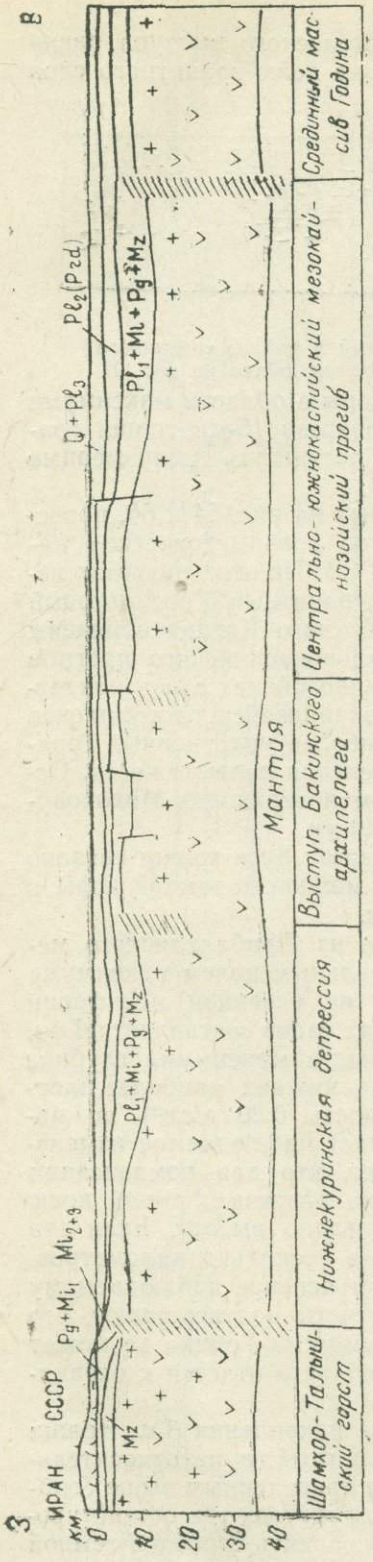


Рис. 56. Разрез земной коры по профилю № 16, заданному в широтном направлении между Талышом и срединным массивом Година.
Условные обозначения на рис. 37

зальтов к дневной поверхности. В акватории Ленкоранского побережья Каспия базальтовые слои залегают на глубине 10 *км*, в то время как их поверхность в районе Апшеронского порога погружается на глубину 30 *км*, а в горном Талыше, в районе юго-западного продолжения профиля ГСЗ № 1, почти весь разрез палеогена сложен 6-*км* толщей вулканогенноосадочных пород с покровами андезитов и базальтов. Примерно такая же картина наблюдается на участке профиля ГСЗ № 3, приближающегося к Предталышской зоне на суше. Отсюда, на первый взгляд, вытекает, что граница d_{III} действительно имеет геологический смысл. Однако палеогеновые андезито-базальты Талыша вовсе не связаны с постепенным приближением границы базальтов к дневной поверхности. Они изливались через серии разломов, направление и местонахождение которых по данным гравиметрии определяются довольно четко. Граница d_{III} на концах профиля ГСЗ № 1 и сухопутного профиля ГСЗ № 3 фактически отбивает поверхность эоценовых андезито-базальтов. Отсюда вытекает, что поверхность d_{III} на профиле ГСЗ № 1 от Жилого до Ленкоранского побережья на своем пути должна пересекать разновозрастные толщи от наиболее древних магматических образований до андезито-базальтов эоцена.

Во всяком случае, увеличение глубины погружения границы d_{III} в районе Апшеронского порога не случайно. Здесь, по-видимому, земная кора переживает свою дальнейшую стадию формирования, включающую уплотнение и дифференциацию («гранитизацию»), так как мощность молодых осадочных пород, еще не успевших метаморфизоваться, достигает огромной величины. На тех участках коры, где поверхность границы базальтов залегает на глубине около 30 *км*, по данным сейсморазведки отмечаются отражающие площадки от почти горизонтально лежащих слоев, находящихся на 16—17 *км* ниже поверхности моря. Это возможно только в том случае, когда на этих глубинах осадочные породы еще не успели дислоцироваться и метаморфизоваться. Оказавшиеся на больших глубинах под действием высокой температуры и давления породы фундамента в настоящее время подвергаются изменениям как физического, так и петрографического характера. Граница d_{III} по сути дела является той границей, где происходит процесс изменения физических свойств пород фундамента при незначительных изменениях их плотностей. Погружение поверхности оболочки на 10 *км* в интервале от 40 до 50 *км* вызывает изменение силы тяжести на поверхности земли около 50 *мгл*. Максимальная глубина погружения поверхности Мохоровичича находится в Приапшеронской морской области и равна 50 *км*. К югу от Апшеронского порога, несмотря на увеличение мощности третичных пород, что должно сопровождаться уменьшением силы тяжести, сила тяжести увеличивается. Следовательно, на юге имеется резкий подъем подошвы земной коры. Эта закономерность была установлена и в предыдущей главе.

На юге, в районе Бакинского архипелага, поверхность Мохоровичича залегает спокойно, и региональный минимум силы тяжести первого порядка — морское продолжение Нижне-Куринского минимума — связывается не с прогибанием поверхности Мохоровичича, а с огромной мощностью рыхлых третичных пород. На профиле (см. рис. 48), дается строение земной коры по разрезу, проходящему через южный край эпигерцинской платформы — Апшеронский полуостров — Бакинский архипелаг. Примерно в этом же направлении заданы профили ГСЗ № 1—2 (см. рис. 46*а*) и разрез земной коры, составленный В. В. Федынским в 1951 г. (см. рис. 14). Профиль, данный на рис. 57, характеризуется полнотой гравиметрических и сейсмических данных. Другой разрез земной коры по профилю Красноводск—Шахсевер (Иран) составлен для выяснения

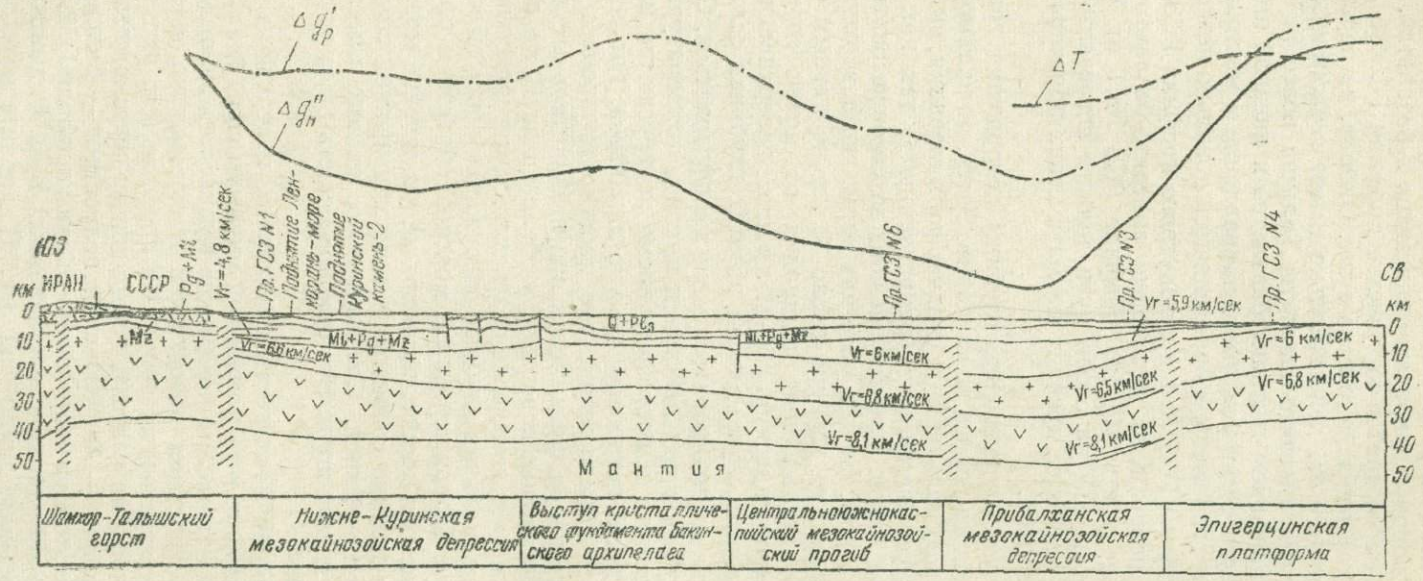


Рис. 57. Разрез земной коры по профилю № 15. Условные обозначения на рис. 33 и 37

глубинного геологического строения восточной части Южнокаспийской впадины (см. рис. 54).

Интерпретация результатов гравиметрических данных вдоль последнего профиля показывает, что прогиб земной коры, соответствующий «корню» мегантиклинория Большого Кавказа в Каспийское море, продолжается по Апшеронскому порогу до полуострова Челекен, хотя в акватории последнего этот мегантиклинорий не выражен в виде выступа кристаллического фундамента, как это было в Приапшеронской морской зоне, а отражается выступом в наиболее молодых образованиях третичного комплекса.

4. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

По представлению И. П. Косминской, А. А. Гегельганца, Е. И. Гальперина и др. [8], в докембрийское время в области Южного Каспия была нормальная гранито-базальтовая кора. В процессе образования на месте древней платформы каледонской и герцинской геосинклинальных областей шла перестройка земной коры, возможно, в сторону сглаживания сейсмической границы между базальтовым и гранитным слоями и образования тонкой базальтовой коры. В дальнейшем земная кора прогибалась под действием накопившейся мощной толщи палеозойских отложений. Таким образом, можно допустить, что в догерцинское время на некоторых участках земная кора была такого же типа, как и сейчас в области Каспийского прогиба. Далее, в процессе орогенеза и инверсии, т. е. при переходе от геосинклинали к складчатости, под действием излияний и интрузий и в результате переработки осадочных пород, образовался мощный гранитный слой, и мощность земной коры увеличилась. При этом гранитный слой был наиболее активным слоем земной коры в складчатой области.

В области герцинской складчатости, на месте которой образовалась эпигерцинская платформа, осталась существовать гранито-базальтовая кора.

Далее, авторы, переходя к вопросам дальнейшей истории геологического развития Южного Каспия, пишут:

«В области Каспийского прогиба процесс формирования земной коры шел каким-то особым образом. С одной стороны, можно предположить, что здесь также формировалась «гранито-базальтовая» кора, однако в дальнейшем эта кора претерпела ряд изменений, которые привели к своего рода ассимиляции гранитного слоя или к такой его переработке, что он потерял свои типичные в сейсмическом смысле гранитные свойства. В области вновь образованной, достаточно тонкой, «базальтовой» коры в мезозойское и кайнозойское время накапливалась большая мощность рыхлых осадочных пород. С другой стороны, вероятно также предположение о том, что области типа Каспийского прогиба являются участками реликтовой океанической или древнеплатформенной, преимущественно «базальтовой» коры, которая в течение длительного времени прогибалась под действием интенсивно накапливающихся осадков».

С первой частью высказывания авторов, которая является подтверждением ранее высказанных идей о том, что в допалеозойское время вся территория центральной части Каспийского моря представляла собой докембрийскую платформу, можно вполне согласиться, остальные выводы, сделанные ими только по данным ГСЗ, нельзя считать окончательными. Для подтверждения своих идей авторы представили геологический разрез земной коры (рис. 58*а*), на котором в южной от Апшеронского полуострова части моря показаны максимальная мощ-

ность земной коры и исчезновение здесь гранитного слоя. На рис. 58б дается разрез земной коры по тому же профилю, только с указанием более уверенно построенной части границ слоев и кривой аномалии Буге. Сравнение рис. 58 *а* и *б* показывает, что к району глубокого минимума приурочены изгибы всех слоев земной коры. Мощность осадков мезокайнозоя здесь равна 15 *км*. При средней разности плотностей пород мезокайнозоя и кристаллического фундамента, равной 0,2 *г/см*^{3},

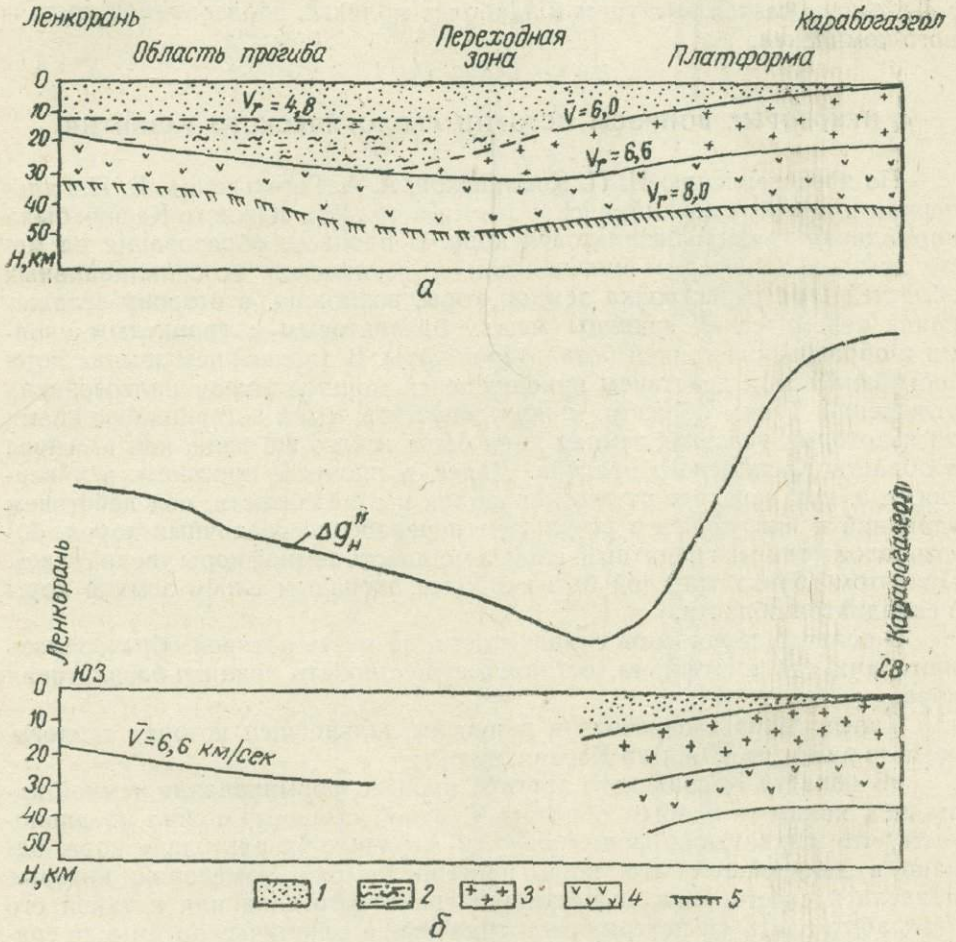


Рис. 58. Разрез земной коры по линии Ленкорань—Карабогазгол [8]:

а — схема; *б* — достоверная часть; *1* — осадочная толща с малой средней скоростью; *2* — слой уплотненных осадков ($v_г$=4,8 *км/сек*); 3 — гранитный слой ($v_г$= 6,8 *км/сек*); *4* — базальтовый слой ($v_г$= 6,8 *км/сек*); *5* — граница подкорового слоя ($v_г$= 8 *км/сек*)

толща осадочного этажа создает отрицательное поле, компенсирующее 70% наблюдаемой аномалии. Остаются нескомпенсированными 30%, что можно объяснить прогибанием подошвы земной коры на 10 *км*. Следовательно, мощность земной коры под минимумом силы тяжести должна равняться 45 *км*. Далее, на всем продолжении профиля, в Южной акватории Апшеронского полуострова и Бакинского архипелага до устья реки Куры, кривая аномалии силы тяжести возрастает медленно. Изменение силы тяжести на этом участке от Апшеронского порога до юго-западного конца профиля также может быть компенсировано подъемом подошвы земной коры. Поверхность с граничной скоростью 6,6 *км/сек* в данном случае не влияет на изменение силы тяжести, хотя поднимает-

ся на конце профиля ГСЗ № 1 (см. рис. 46*а*) до 12 *км*. Этот результат показывает, во-первых, что «корень» Кавказской геосинклинали на Апшеронском пороге продолжает существовать, и, во-вторых, здесь нет сколько-нибудь заметного уменьшения мощности земной коры или, скажем, базальтового слоя, заставляющего предполагать наличие реликтовой океанической коры. Также нет основания выклинивать в юго-западном направлении гранитный слой, так как в этом случае наличие осадочных отложений должно обусловить интенсивное отрицательное гравитационное поле, чего не наблюдается. Минимальное значение силы тяжести получено в области прогибания поверхности кристаллического фундамента на глубину 15 *км*. Если мощность осадочных пород мезокайнозоя в дальнейшем увеличивалась бы в юго-западном направлении при продолжающемся прогибании подошвы земной коры, то минимум должен был получиться на юго-западе, а не там, где он изображен на разрезе (см. рис. 58*б*).

Если согласиться с мнением, что гранитный слой претерпел ассимиляцию и базальтовый слой стал достаточно тонким, то что же представляет собой 20—25-*км* толща, залегающая между слабо дислоцированными 10—15-*км* породами мезокайнозоя и подошвой земной коры, внутри которой на большое расстояние прослеживается граница раздела со скоростью 6,6 *км/сек*?

Данные ГСЗ на этот вопрос прямого ответа не дают; более достоверная часть геологического разреза, построенная по материалам ГСЗ, охватывает лишь платформенную часть южного склона и зону платформенного склона. По этим данным можно сделать заключение о том, что ниже осадочного комплекса, ввиду особых геологических условий и несовершенства системы наблюдений при ГСЗ на Каспии, разделить породы фундамента на отдельные слои невозможно. С другой стороны, при рассмотрении глубинного строения Североприапшеронской морской области было установлено, что в западной части Апшеронского порога мощность мезокайнозойского комплекса равна не 20, а 13—14 *км*. Приходится констатировать, что вещества фундамента Южнокаспийской впадины в целом имеют такой же состав, как и в районе срединного массива Година.

В связи с изложенным, последокембрийскую историю развития Южнокаспийской впадины можно представить следующим образом: в каледонском цикле южной части Каспийского моря происходила интенсивная вулканическая деятельность. Внедрение и подводные излияния магмы были настолько интенсивны, что существовавший в тот период гранитный слой сильно перемешивался с продуктами более глубинных масс.

В начале герцинского цикла Южнокаспийская область, по-видимому, продолжала погружаться. В период инверсии геотектонического режима в перми произошло общее поднятие области, размыв которой обеспечивал обломочным материалом соседние прогибы, о чем могут свидетельствовать верхнепалеозойские и триасовые отложения Эльбурской геосинклинальной области. Зона, соответствующая максимуму Година, испытывала поднятие очевидно несколько раньше и продолжала существовать в виде срединного массива до конца герцинского цикла и устойчивого поднятия на фоне мезозойского прогибания. Она, возможно, была вовлечена во всеобщее прогибание лишь в начале верхнего миоцена.

Об альпийском этапе развития Южнокаспийской впадины существует много высказываний. По мнению М. В. Муратова [79, 80], Южнокаспийская впадина представляет собой огромный прогиб земной коры, настоящую геосинклиналь внутри альпийской геосинклинальной обла-

сти; она, как и Черноморская впадина, относится к типу океанических впадин и образовалась вследствие воздымания окружающих областей.

Как было отмечено выше, геологическая интерпретация Южнокаспийского максимума не подтверждает предположения об океаническом типе этой впадины. В начале альпийского цикла срединный массив на Южном Каспии частично обеспечивал обломочным материалом соседние геосинклинали в юре, в мелу, палеогене и, возможно, даже в начале миоцена. В неогене общая картина геоструктурного плана коренным образом изменилась. М. Ф. Мирчинк, Б. К. Баба-заде и др. [77], отмечают, что это изменение произошло в среднеплиоценовое время. С этого момента определяется совершенно отчетливое наложение на существовавший геоструктурный план субмеридиональной зоны прогибания, охватывающей не только область современного Каспия, но и значительные территории к северу от него.

К этому прогибанию был привлечен и срединный массив Година. Но он все же сохранил свое господствующее значение и обусловил направление складок и в третичное время. Мощность мезозойских и палеогеновых отложений здесь, по-видимому, не превышает 2 *км*, а мощность неогена равна 5—6 *км*, мощность четвертичных отложений в разрезе Южнокаспийского срединного массива точно не известна. Однако, если учесть, что этот массив расположен в восточной мелководной шельфовой зоне Каспия, то мощность антропогена, по аналогии с соседними зонами, будет в пределах 1 *км*. Несмотря на большую мощность кайнозойских отложений на поверхности этого срединного массива, градиент мощности был небольшой, о чем свидетельствует слабая дислокация третичного комплекса.

Ю. Н. Годин по этому поводу отмечает, что Копетдагско-Прибалханский мобильный пояс огибает срединный массив с севера и прослеживается далее на запад через Апшеронский полуостров до Главного Кавказского хребта. Другой мобильный пояс — Аладаг-Эльбурсский, огибая с востока и юга этот массив, прослеживается до Малого Кавказа; в центральной части Южного Каспия, на западе от срединного массива, они сближены и образуют единый пояс. «С местоположением и конфигурацией массива связано, — отмечает далее Ю. Н. Годин, — по-видимому, не только расположение обрамляющих его мобильных поясов, но и простирание третичных структур в Центрально-Каспийской и Прибалханской депрессиях и на территории Кеймиро-Чикишлярского района. Можно предположить что этот наиболее стабильный участок земной коры послужил в свое время одной из причин юго-западных и меридиональных виргаций Копет-Дага, а также определил возникновение специфических дугообразных герцинских и альпийских простираний на юге и юго-востоке рассматриваемой области (Эльбурсский, Копетдагский и Аладаг-Биналудский мегантиклинории)» [42].

При интерпретации региональных аномалий силы тяжести второго порядка Южного Каспия было отмечено, что кристаллический выступ фундамента в центральной части Бакинского архипелага испытывает дугообразное прогибание. Такое же прогибание испытывает морское продолжение Дибрарского выступа. Это свидетельствует о большом размахе оседания земной коры в третичное время в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Широтное прогибание охватило Нижне-Куринскую депрессию, южную часть рассматриваемой впадины, Прикаспийско-Кубинскую зону, Западно-Туркменскую и Прибалханскую депрессии. Меридиональное прогибание охватило всю южную часть Каспийской впадины и Апшеронский порог до границы с эпигерцинской платформой. Максимальное прогибание земной коры в третичное время наблюдается в зоне суммарного действия этих двух взаимноперпендикулярных движений, где каждое прогибание имело максимальную ампли-

туду. Эта зона обнаруживается в полосе, расположенной между срединным массивом Година и меридиональным погребенным выступом кристаллического фундамента Бакинского архипелага, где мобильные пояса, выделенные вокруг массива, сливаются в одну Центрально-Южнокаспийскую депрессию.

5. СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЮЖНОКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

На рис. 59 помещена схема расположения основных геоструктурных единиц Южнокаспийской впадины. Расположение третичных складок здесь дается только с целью выяснения соотношений их и погребенных структур кристаллического фундамента.

На севере Южнокаспийской впадины выделяется зона платформенного склона, где отмечается глубинный разлом. Платформенный склон

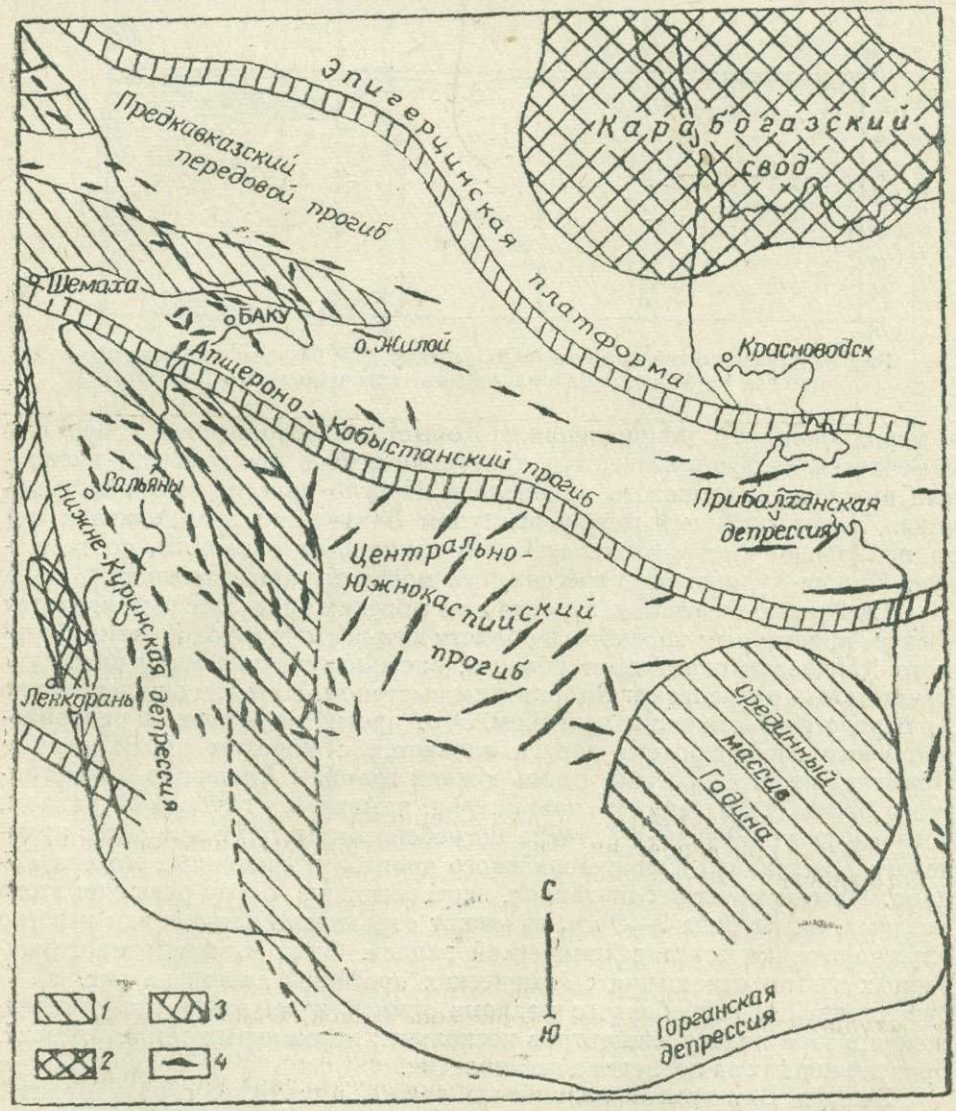


Рис. 59. Схема тектонического районирования Южного Каспия:

1 — погребенные выступы кристаллического фундамента; *2* — Карабогазский свод (платформенная структура); *3* — зона глубинных разломов; *4* — третичные антиклинали

на юго-западе сменяется юго-восточным продолжением прогиба, соответствующим морскому продолжению Кусаро-Дивичинского синклинория, входящего в состав Предкавказского мегасинклинория. В центральной части апшеронского порога этот прогиб сливается с морским продолжением Прибалханской депрессии. Продолжение Центрального поднятия Большого Кавказа (Дибрарского выступа) в районе слияния этих двух депрессий затухает или погружается так глубоко, что его небольшое гравитационное влияние тонет в интенсивном отрицательном поле силы тяжести, вызванном дефектом масс в толще мезокайнозойского комплекса. Вдоль южной морской прибрежной полосы простирается Горганская депрессия, а вдоль восточного берега Южного Каспия — Западно-Туркменская. Горганская депрессия в центральной части Южного Каспия опоясывает срединный массив Година и сливается с Центрально-Южнокаспийским прогибом. Ближе к западному берегу, почти

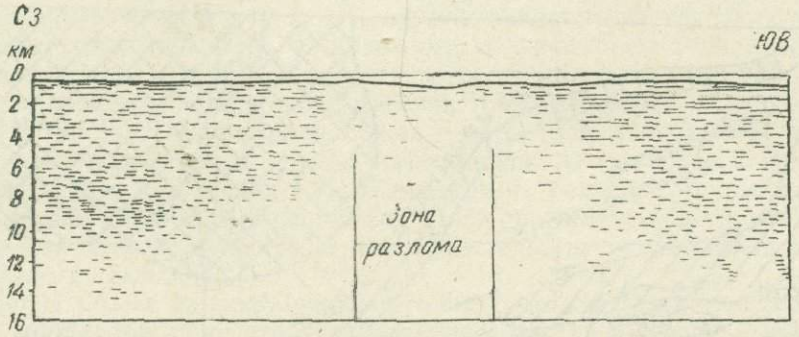


Рис. 60. Сейсмический профиль МОВ (данные КМГР) зоны морского продолжения глубинного разлома южного склона Большого Кавказа

в меридиональном направлении, от Кобыстана до Иранского побережья намечается следующий выступ кристаллического фундамента, названный выступом Бакинского архипелага. Прогиб кристаллического основания, расположенный между выступом Бакинского архипелага и меридиональным Лагич-Кызылагачским глубинным разломом, соответствует Нижне-Куринской депрессии и ее морскому продолжению.

Джейранкечмезская депрессия с ее морским продолжением является южным предгорным прогибом в области юго-восточного окончания Большого Кавказа и охватывает область, расположенную между выступом Бакинского архипелага и Дибрарским выступом. Назовем эту депрессию Апшероно-Кобыстанским прогибом. Этот прогиб на востоке в центральной части Апшеронского порога сливается с морским продолжением Прибалханской депрессии. Вдоль южной границы Апшероно-Кобыстанского прогиба, по данным гравиметрии, намечается глубинный разлом, который разграничивает с севера погребенный выступ Бакинского архипелага Центрально-Южнокаспийского прогиба и срединный массив Година. На сейсмических профилях, пересекающих полосу развития этого разлома, на глубине 7—8 км, исчезают отражающие площадки и резко ухудшаются качества сейсмической записи. Один из наиболее характерных в этом отношении сейсмических профилей дается на рис. 60. О существовании погребенного разлома земной коры говорит и расположение в этой полосе эпицентров нескольких нормальных землетрясений, происходивших за последние десятилетия.

Выступ Бакинского архипелага также, возможно, ограничивается менее глубокими меридиональными разломами. Эти разломы, по данным сейсморазведки, выделяются сравнительно четко на профилях, представленных на рис. 61 и 62.

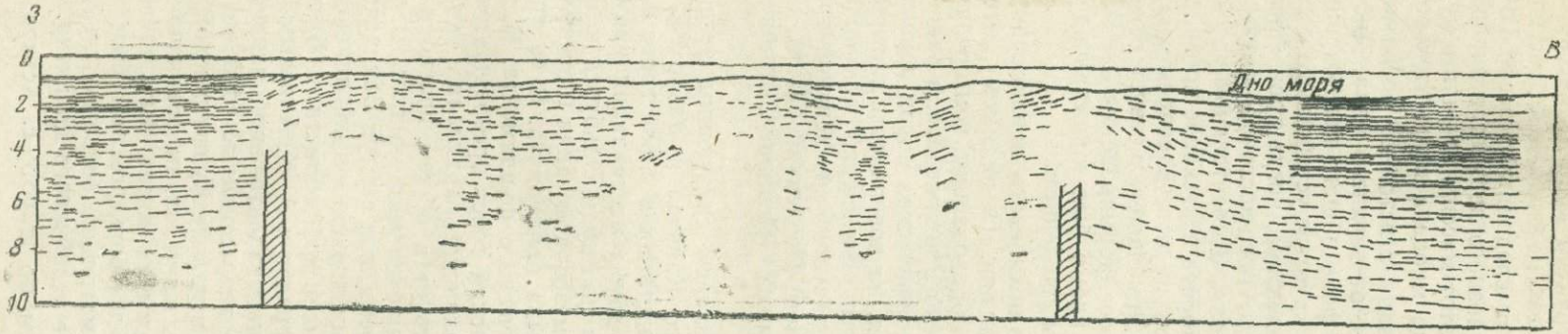


Рис. 61. Сейсмический профиль МОВ (данные КМГР) района развития максимума Бакинского архипелага. См. рис. 92

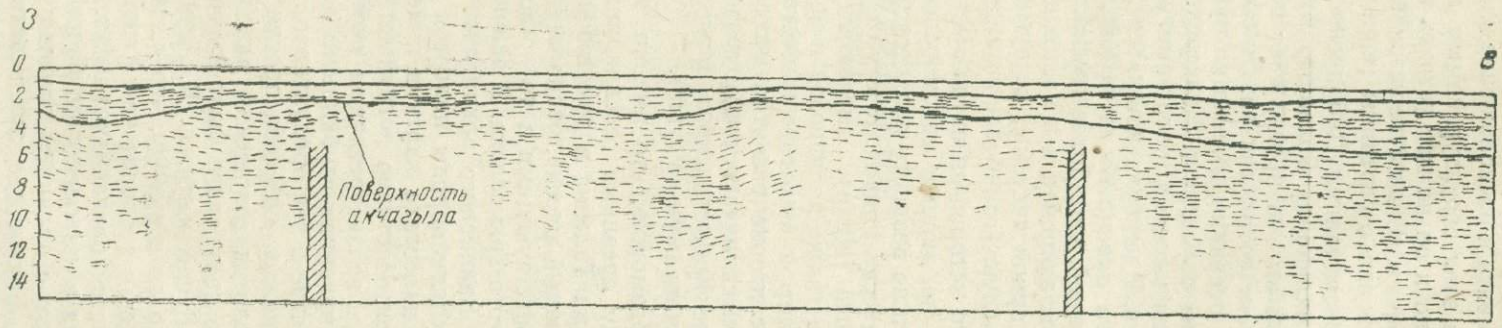


Рис. 62. Сейсмический профиль МОВ (данные КМГР) южной части района максимума Бакинского архипелага. См. рис. 92

Схема тектонического районирования Южного Каспия отражает только современное положение глубинных структур кристаллического фундамента и расположение плиоценовых складок.

Из этих структур самым древним является срединный массив Година; но и он не мог устоять во время грандиозного верхнетретичного прогибания. В качестве устойчивого поднятия этот массив, по-видимому, существовал с середины герцинского цикла до миоцена включительно.

Консолидация Дибрарского выступа связана с историей развития мегантиклинория Большого Кавказа. Начиная от верхнего мела, Дибрарский выступ продолжает подниматься на фоне общего погружения юго-восточного Кавказа. Он сформировался в качестве устойчивого поднятия, очевидно, именно на рубеже мела и палеогена, когда произошел перелом в развитии Кавказской геосинклинали (юго-восточная часть). В конце миоцена и этот выступ не мог сохранить относительной устойчивости. В центральной части Апшеронского порога неогеновое прогибание его окончательно потопило. Но несмотря на это, в современном его южной, еще более глубоководной части. Это свидетельствует о неприкращающемся и в настоящее время процессе формирования кавказской горной системы, который в неогеновое время был приостановлен или заглушен наиболее интенсивным обратным движением.

Об истории развития выступа Бакинского архипелага можно судить лишь по данным сейсморазведки и гравиметрии. По-видимому, этот выступ по возрасту является более молодым образованием, чем срединный массив Година. К югу от выступа Бакинского архипелага, в районе г. Решта (Иран), отмечаются выходы метаморфических пород докембрия, а также эопалеозоя и верхнего палеозоя, на поверхности которых залегает в некоторых местах даже акчагыл Бакинский архипелаг ближе к зоне развития максимума характеризуется интенсивной третичной складчатостью и грязевым вулканизмом. Последний развит и в районе Кобыстанского продолжения максимума (Явандаг-Сангачальский максимум на суше).

Возможно, что именно этот выступ являлся связующим звеном между древними геосинклиналями Большого Кавказа и Эльбруса. А система Талыша в домезозойское время представляла собой горст или срединный массив, располагающийся между двумя мегасинклинориями, соответствующими в то время палеозойским прогибам Эльбурса и Бакинского архипелага. В значительной части мезозоя древняя геосинклиналь Бакинского архипелага в основном была приподнята. В ее ядре выступали породы палеозоя или кристаллического фундамента. В начале палеогена картина изменилась. Талышский горст превращается в грабен. Частично погружается и выступ Бакинского архипелага, который в верхнетретичном периоде уже участвует в общем прогибании. Ограниченная глубинными разломами Талышская система испытывает поднятие в век продуктивной толщи, в то время, как выступ Бакинского архипелага мог себя проявить лишь в распределении фаций плиоцена. Литология отложений плиоцена Кура-Араксинской области и Бакинского архипелага была изучена А. Л. Путкарадзе и А. К. Алиевым [12, 89]. В частности, А. К. Алиев на основе анализа литофаций плиоцена приходит к выводу, что «...самостоятельные депрессионные зоны сохранились в пределах как Апшеронской, так и в районе Кура-Араксинской областей осадконакопления. Разобщенность по условиям осадконакопления в плиоценовом бассейне в этих областях могла быть связана только с наличием подводного барьера». Этим барьером мог быть выступ Бакинского архипелага, который несмотря на большую глубину погружения, стремился сохранить состояние устойчивого поднятия.

На сейсмическом профиле, проходящем по широте г. Астара, на

участке выступа Бакинского архипелага, глубина сейсмических отражений падает до 5—6 *км* (рис. 62). На участках глубоких синклинальных прогибов к востоку и западу от выступа обильные отражающие площадки фиксируются до глубины 13 *км*. Восточный конец этого профиля (см. рис. 55) пересекает западную часть срединного массива Година. Здесь отражающие площадки залегают горизонтально; нижняя граница получения сейсмического материала ограничивается глубиной 8 *км*.

В крыльевых частях поднятия кристаллического фундамента имеются узкие полосы отсутствия отражений, свидетельствующие о том, что переход от выступа к прогибам осуществляется через серии разломов. Эти разломы пересекают почти всю мезозойскую толщу, возможно проходят в породы фундамента, но не выходят за его пределы.

Из анализа геофизического материала западной части Южнокаспийской впадины следует, что до неогенового времени здесь существовало как центральное поднятие, отвечающее ныне максимуму Бакинского архипелага, так и предгорные прогибы, соответствующие современным Центрально-Южнокаспийской и Нижне-Куринской мезокайнозойским депрессиям.

ГЛАВА VIII

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КУРИНСКОГО МЕЖГОРНОГО ПРОГИБА

Куринский межгорный прогиб ограничивается с востока погребенным выступом Бакинского архипелага, с севера — южным склоном мегантиклинория Большого Кавказа, с юга — северным склоном мегантиклинория Малого Кавказа. Глубинное строение этой геотектонической единицы рассматривается до границы с Грузинской ССР. В пределах Грузии Куринский межгорный прогиб замыкается при подходе к Дзирульскому массиву.

Геологическое строение и история геотектонического развития азербайджанской части Куринского межгорного прогиба рассмотрены в трудах А. Н. Корнева (1937—1947 гг.), В. Е. Хаина и А. Н. Шардановa [105]; М. Г. Агабекова и А. В. Мамедова [5, 6], А. Л. Путкарадзе [89]; А. К. Алиева [12]; в диссертационных работах Р. А. Агамирзоева, Ф. А. Ширинова, Ф. С. Ахмедбейли, Г. Л. Расулова; в коллективном труде Института геологии АН Азерб. ССР (1952 г.), в монографиях И. В. Кирилловой, Е. Н. Люстиха, В. А. Растворовой, А. А. Сорского, В. Е. Хаина [52], В. В. Белоусова [25], Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина [75]. В некоторых указанных работах рассматриваются также вопросы глубинного строения межгорного прогиба.

Выяснение характера разреза Куринского межгорного прогиба представляет одну из проблемных задач геологии Азербайджана. Главное затруднение заключается в том, что Куринская впадина за сравнительно короткий промежуток геологического времени заполнилась мощным чехлом молодых (преимущественно неогеновых) малоуплотненных пород. Этот чехол не только скрывает от исследователей структурные и петрографические особенности глубинных слоев земной коры, но и осложняет геологическое истолкование наблюдаемых здесь геофизических полей. Интенсивные отрицательные гравитационные и магнитные влияния слоев третичного возраста затушевывают эффекты неоднородностей в строении кристаллического фундамента.

К трудам, посвященным изучению глубинного строения рассматриваемого геотектонического элемента по данным геофизики, относятся работы [23, 24, 35, 53, 121].

1. ВЗГЛЯДЫ НА ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Рассматривая крупнорегиональные аномалии силы тяжести Азербайджана, как гравитационное влияние изменения толщины земной коры в целом, Е. Н. Люстих [52] приходит к выводу, что мощность земной коры в Нижне-Куринской депрессии изменяется в пределах 50—55 *км*, а в районе развития Кюрдамирского гравитационного моста — 45—50 *км*, для западной же части прогиба этот предел составляет 55—63 *км*. Такой результат был получен без учета гравитационного влияния осадочного комплекса, которое автор считал в общем незначительным.

Более точный учет гравитационного влияния малоуплотненного осадочного комплекса в Куринском межгорном прогибе возможен до подошвы плиоцена. Для этой части разреза достаточно точно изучена плотностная характеристика. Разность между средней плотностью осадков четвертичного и плиоценового возрастов и плотностью слоев, залегающих ниже подошвы плиоцена, равна 0,3 *г/см*^{3}. В разделе «Физические свойства горных пород» было отмечено, что на глубине 4—5 *км* плотность глин в связи с их уплотнением составляет 2,55—2,60. Зная глубину погружения подошвы плиоцена, можно легко определить гравитационное влияние хотя бы самой верхней части третичных слоев. В среднем, подошва плиоцена в рассматриваемом прогибе залегает на глубине 6—8 *км*. Отрицательное гравитационное влияние такого слоя равно 75—100 *мгл*. Если вычесть эти величины из наблюдаемого поля прогиба, то получим почти полную компенсацию или нулевой уровень аномалии. Как известно, этот уровень характерен для платформ, где мощность земной коры изменяется в пределах 30—40 *км*. Следовательно, гравиметрические данные не позволяют считать, что земная кора в Куринском межгорном прогибе сильно утолщена.

Аномалия силы тяжести, несмотря на увеличение мощности молодых уплотненных отложений плиоцена, в южном от Апшеронского полуострова направлении растет. Следовательно, мощность земной коры в этом же направлении уменьшается. Отсюда следует, что региональный минимум силы тяжести в Нижне-Куринской депрессии отражает прогибание земной коры, в основном, в верхнетретичное время, так как учет дефекта масс в них приводит общий уровень аномалии силы тяжести к нулю.

Как уже отмечалось в главе IV, в период, когда отсутствовали данные ГСЗ и мощность земной коры в Нижне-Куринской депрессии принималась равной 30—35 *км*, было получено по гравиметрическим данным для Предталышской зоны значение мощности коры примерно 15 *км* (рис. 63). Этот результат отражал качественную сторону изменения мощности слоев земной коры [35].

В работах исследователей-гравиметристов особое место занимает геологическая интерпретация Талыш-Вандамского максимума. Среди многих высказываний наибольший интерес представляет выдвинутое В. В. Федынским заключение о том, что Талыш-Вандамский максимум связан с меридиональным глубинным разломом, вдоль которого произошло внедрение основной магмы [105]. Это предположение хорошо согласуется как с геологическими и сейсмическими данными, так и с материалами количественной интерпретации Лагич-Кызылагачской гравитационной ступени [35].

По мнению В. Н. Куликова, в центральной части Нижне-Куринской депрессии, в районе Саатлы-Кюрдамирского максимума, имеется срединный массив. И. О. Цимельзон (1962 г.) не разделяет эту точку зрения.

Евлах-Агджабединский минимум объясняется И. О. Цимельзоном гравитационным влиянием суммарного прогибания поверхностей гранитного и базальтового слоев. Поверхность фундамента, по подсчетам этого автора, составляет 10 *км**. Такая мощность осадков была указана также А. А. Сорским и И. В. Кирилловой [92].

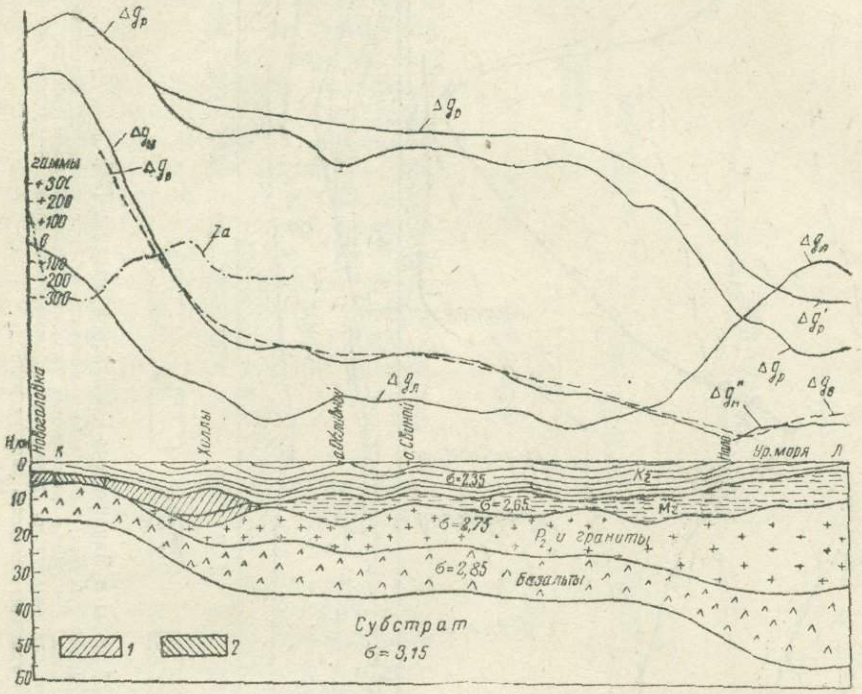


Рис. 63. Разрез земной коры по линии Апшерон — Талыш:

1 — базальты, андезины, туфы и песчаники третичного и мезозойского (?) возраста; *2* — область развития основных интрузий обратного намагничивания; $\Delta g_н''$ — наблюденная кривая изменения аномалий силы тяжести; $\Delta g_л$ — кривая вычисленного значения силы тяжести при дефекте масс 0,3 *г/см*³ в кайнозое относительно мезозоя; $\Delta g_р$ — кривая изменения аномалии силы тяжести без влияния дефекта масс в кайнозое; $\Delta g_р'$ — кривая аномалий силы тяжести первого порядка, проведенная от руки; $\Delta g_в$ — кривая вычислительного значения силы тяжести для четырехслойной среды; $\Delta z_а$ — кривая вертикальной составляющей аномалий геомагнитного поля

На профильном разрезе земной коры, проходящем вдоль Алазано-Среднекуринского минимума, представленном Б. К. Балавадзе и Г. К. Твалтвадзе [24], поверхность мантии погружается на глубину от 40 до 55 *км;* мощность осадочного слоя изменяется в пределах 7—10 *км;*

* По данным ГСЗ (1962 г.) вдоль профиля № 3 поверхности кристаллического фундамента и базальтового слоя расположены глубже, чем по нашим данным, опирающимся на данные ГСЗ 1957—1958 гг. (профили № 1 и 2 на рис. 19). Более глубокое расположение поверхности фундамента и базальтового слоя объясняется не разным толкованием волновой картины при обработке материалов ГСЗ в 1957—1958 гг. (Б. Д. Требукова) и в 1962 г. (Н. И. Давыдова, Л. Н. Лобастова, Р. Р. Ригер), а различием в принятых значениях скоростей до этих границ. На 1965—1966 гг. в КМГР предусмотрена тематическая работа по обобщению материалов ГСЗ в Азербайджане, включающая увязку данных разных лет (обработка по единой методике). *Ред.*

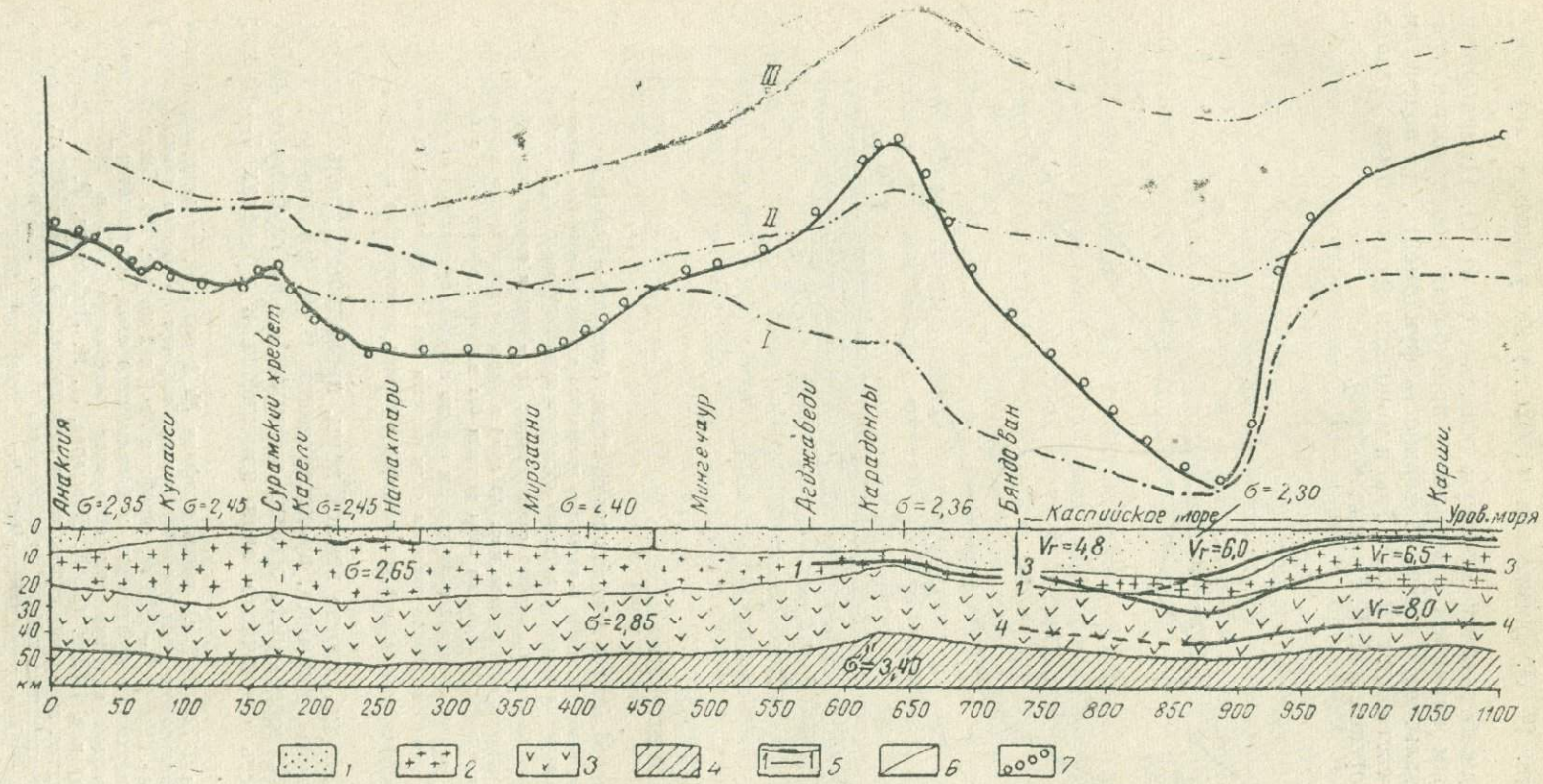


Рис. 64. Строение земной коры в Закавказско-Каспийской впадине [24]:

1 — отложения кайнозоя; 2 — гранит; 3 — базальт; 4 — подкоровый субстрат; 5 — глубина поверхностей прерывистости, определения сейсмическими методами; 6 — кривая наблюденных значений аномалий Буге; 7 — кривая вычисленных значений аномалий силы тяжести; I, II, III — кривые аномалий силы тяжести, вычисленные соответственно для осадочного, гранитного и базальтового слоев; σ — средняя плотность слоев; $v_г$ — граничная скорость упругих волн

поверхность базальтов погружается на глубину от 17 (Карадонлы) до 30 *км* (Мирзаани), рис. 64. Отсюда следует, что изменение уровня поверхности базальтов в основном определяет общий уровень изменения регионального гравитационного фона. Для оценки этого положения обратимся к данным ГСЗ, полученным по профилю № 3 на суше (рис. 65). Наиболее достоверный материал по этому профилю получен в районе развития Евлах-Агджабединского минимума. Здесь мощность осадочного слоя составляет 14 *км*; мощность земной коры, установленная по обработке записей преломленных волн, равна 46 *км*, а по обработке записей закритических отражений — 40 *км*. При этом, поверхность, имеющая скорость 6,7 *км/сек*, остается почти параллельной поверхности гранитного слоя.

2. СТРОЕНИЕ ДОМЕЗОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

Восточная и западная части Куринского межгорного прогиба различаются по характеру простирания гравитационных аномалий второго порядка. На востоке максимумы второго порядка ориентированы в субмеридиональном, а на западе — в кавказском направлениях. В целом, рассматриваемый прогиб характеризуется глубоким отрицательным гравитационным полем первого порядка, которое осложнено с востока на запад следующими максимумами: Явандаг-Сангачальским, Навагинским, Саатлы-Кюрдамирским, Геокчай-Мингечаурским, Эльдарским, и минимумами: Нижне-Куринским, Алазано-Агричайским, Евлах-Агджабединским и Чатминским.

Для выяснения природы перечисленных аномалий, обратимся к результатам геологических и других геофизических исследований.

На востоке геологический разрез прогиба известен, начиная от продуктивной толщи и кончая современными образованиями. Разведочные и поисковые скважины в Нижне-Куринской нефтегазоносной обла-

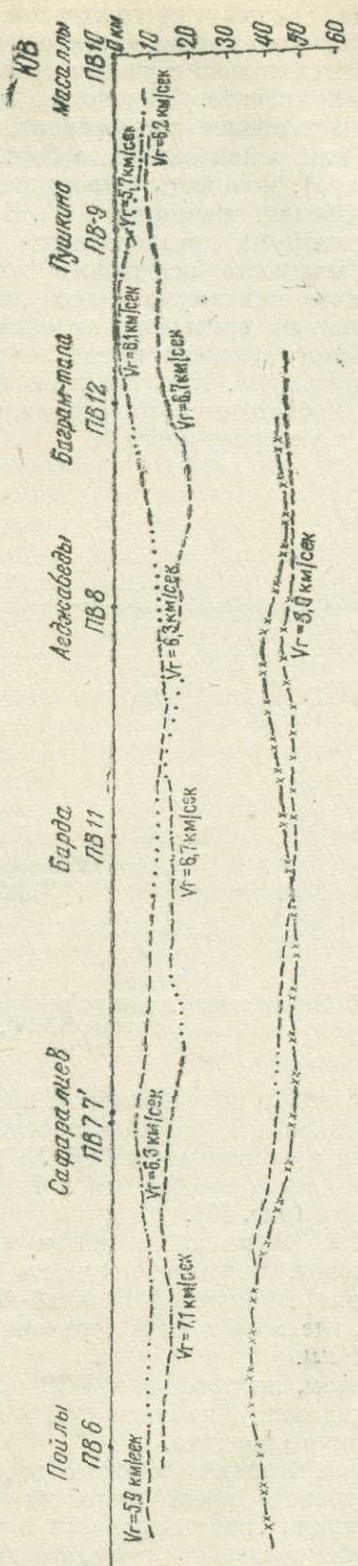


Рис. 65. Строение земной коры по профилю ГСЗ № 3 (по Н. И. Давыдовой, Р. Р. Ритеру, Л. И. Лобастовой, данные КМГР, 1962 г.).

Граница соответствует поверхностям: *1* — кристаллического фундамента; *2* — базальтового слоя; *3* — подкорового слоя; *4* — поверхности Мохоровичича, построенной по данным обработки отраженных волн; *5* — участие границ построения по одному полю времени; *6* — участие интерполяции (см. рис. 92).

сти нигде подошву продуктивной толщи не вскрыли. Поэтому здесь гравитационное влияние осадочной толщи сравнительно достоверно определяется только с учетом суммарной мощности плиоцена и четвертичного комплекса. Мощность продуктивной толщи не превышает 3500 *м*. В наиболее погруженных частях, таких, как Сальянская синклиналь или район северного борта Нижне-Куринской депрессии (южнее Падара), мощность четвертичных и плиоценовых слоев, по данным сейсморазведки, превышает 7 *км*. В районе развития Саатлы-Кюрдамирского максимума предполагается 5-*км* толща этих отложений. Пониженная мощность осадочного комплекса наблюдается и в районе Эльдарского максимума. Здесь под сокращенной мощностью осадков мела залегают среднеюрские образования. Такой же характер мезокайнозойского разреза имеет, по-видимому, зона Геокчай-Мингечаурского максимума. Как правило, всюду, от северного склона Малого Кавказа наблюдается моноклинальное погружение мезокайнозойского комплекса в сторону прогиба.

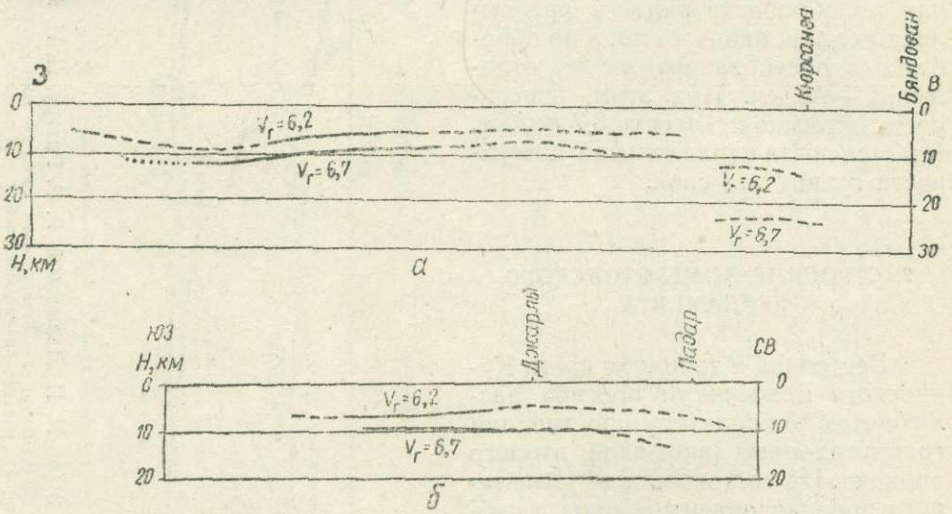


Рис. 66. Разрез земной коры по профилям ГСЗ № 1 и 2 (по Б. Д. Требуковой, данные КМГР, 1957—1958 гг.):
а — профиль ГСЗ № 1; *б* — профиль ГСЗ № 2 (см. рис. 92)

По данным, полученным на профиле ГСЗ № 3, максимальная мощность осадков в Куринском прогибе приурочена к Евлах-Агджабединской зоне; а на профилях ГСЗ № 1 и 2 13-*км* мощность мезокайнозойского комплекса намечается в Нижне-Куринской депрессии, в районе г. Кюрсангя (рис. 66).

В зоне Чатминского минимума накопилась 10-*км* толща осадков мезокайнозоя. Меньшая мощность малоуплотненных осадков наблюдается в зоне сопряжения Геокчай-Мингечаурского и Шамхорского максимумов, где поверхность (граничная скорость 6,3 *км/сек*) залегает на глубине 6 *км*.

В целом, по профилям ГСЗ погружение поверхности кристаллического фундамента наблюдается в зонах развития региональных минимумов второго порядка.

Размер мезокайнозойского прогибания в области развития Алазано-Агричайского предгорного минимума устанавливается по данным интерпретации гравитационного и магнитного полей. Материалы бурения и сейсморазведки недостаточны для установления возраста накопившихся здесь осадков. По этой причине на разрезах дается лишь суммарный эффект этого прогибания.

Для максимумов второго порядка Куринского межгорного прогиба характерным являются седловидные переходные участки из одной аномальной зоны в другую. Из этих участков наиболее ярко выражены районы стыка Саатлы-Кюрдамирского с Исмаиллы-Куткашенским и Геокчай-Мингечаурского с Шамхорским максимумами. Саатлы-Кюрдамирский максимум, кроме этого, имеет еще два седлообразных перехода: первый с Геокчай-Мингечаурским и второй с Предталышским максимумами. Эти участки разграничивают минимумы второго порядка.

По данным ГСЗ зона перехода от Геокчай-Мингечаурского максимума к Шамхорскому соответствует выступу кристаллического фундамента (район Сафаралиева на рис. 65). По аналогии с этим можно утверждать, что остальные аномалии также отражают седловидные переходы от одного погребенного тектонического элемента к другому.

Отсюда следует, что прогибы кристаллического фундамента, соответствующие областям Нижне-Куринского, Евлах-Агджабединского, Алазано-Агричайского и Чатминского минимумов, в определенные периоды мезокайнозойского времени могли быть разобщены между собой и иметь различные условия осадконакопления. Эти переходные зоны, или как их можно назвать, барьеры, совпадают с полосами гравитационных ступеней, которые рассматриваются как гравитационное влияние глубинных разломов в земной коре.

Об условиях осадконакопления определенно можно говорить лишь для верхнетретичного времени. Фация осадков, подстилающих третичный комплекс в центральной части Куринского прогиба, может быть установлена по данным геофизических исследований лишь в общих чертах. Некоторые детали фациальной характеристики осадков палеогена и мезозоя, в целом, могут быть выяснены, если обратить внимание на гравимагнитные данные и на геологические разрезы южного склона Большого Кавказа и северного склона Малого Кавказа.

По бортам Куринского межгорного прогиба обнажаются породы мезозойского комплекса. На южном склоне Большого Кавказа слои альб-сеномана и байоса представлены вулканогенными породами, а остальные ярусы юры и мела в основном состоят из терригенноосадочного комплекса. На разрезах северного склона Малого Кавказа вулканогенная толща юры и мела по мощности преобладает. От этого склона к Куринскому прогибу наблюдается наращивание мощности мела в результате появления в разрезе новых горизонтов. Характерно для северного склона Малого Кавказа то, что акчагыльские слои залегают на размытой поверхности юры и далее, в северном направлении, эти же слои залегают на поверхности последовательно идущих все более молодых образований, от юры до ширакской толщи включительно.

Залегание акчагыльских слоев в Алазано-Агричайской депрессии показано на геологических профилях без указания на какие по возрасту отложения они ложатся. Пока данные, позволяющие точно установить стратиграфию подстилающих акчагыл образований на северном борту Куринского межгорного прогиба, отсутствуют. На южном борту прогиба геологический разрез мезокайнозоя известен в значительном интервале. На сейсмогеологическом профиле, заданном вдоль профиля ГСЗ № 2, от Ждановска до Падара, поверхность верхнего мела прослеживается на значительное расстояние (рис. 67). В Ждановске кровля мела залегает на глубине около 1000 *м*, а в скважине № 6, отстоящей от свода складки на расстоянии 7 *км* к северо-востоку, — на глубине 2300 *м*. Далее наблюдается моноклинальное погружение этой поверхности, которой, по данным ГСЗ, соответствует граничная скорость 5,2—5,7 *км/сек* до глубины 4,5 *км*. Вскрытая часть мелового разреза в Ждановске представлена вулканогенными образованиями.

В Кировабадской нефтегазоносной области, включающей в себя

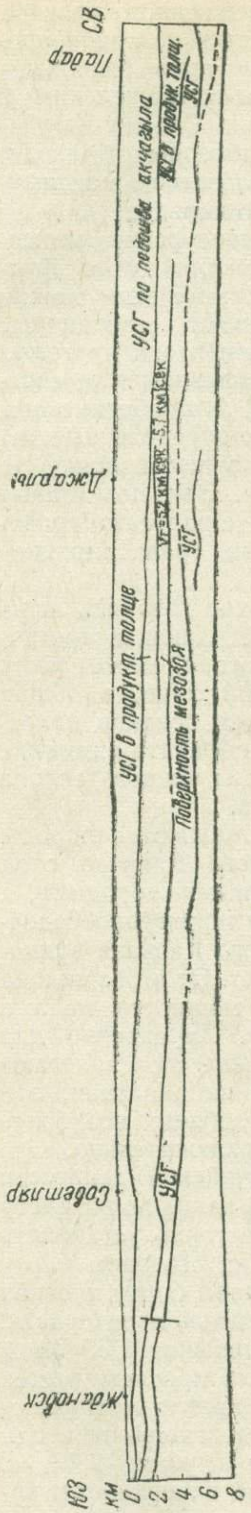


Рис. 67. Сейсмогеологический разрез по профилю Ждановск-Палар (данные КМГР) УСГ — условный сейсмический горизонт (см. рис. 92).

районы развития Чатминского и Евлах-Агджабединского минимумов, разрез кайнозоя по данным сейсморазведки, гравиметрии и бурения дается на профильных разрезах (рис. 68 *а* и *б*). Здесь намечается общее моноклинальное погружение поверхности мезозоя и наращивание мощности третичного комплекса от предгорий Малого Кавказа к центральной части Куринского межгорного прогиба.

На фоне общего моноклинального погружения мезокайнозойского комплекса выделяются как мезозойские, так и третичные антиклинальные складки.

В зоне Эльдарского максимума местами выступают слои среднего миоцена, мощностью не более 50—60 *м*, а на продолжении Эльдарского максимума — в Западной Грузии, в районе Сагареджской положительной аномалии, соответствующей Картлинской впадине, нижне- и среднемиоценовые отложения непосредственно залегают на поверхности маломощного (370 *м*) мела, который, в свою очередь, подстилается вулканогенными образованиями средней юры. Эльдарский и Сагареджский максимумы расположены в осевой зоне Куринского прогиба.

Используя перечисленные геологические данные и учитывая геологические и сейсмогеологические разрезы, построенные Ф. С. Ахмедбейли, А. В. Мамедовым, Г. Г. Тумикяном, Ф. А. Ширинovым, И. О. Цимельзоном, Б. М. Требуковой и др., мы составили региональные профили, пересекающие Куринский межгорный прогиб на всем его простирании. На этих разрезах аномалии силы тяжести второго порядка интерпретируются как отражение структурных и петрографических особенностей поверхности палеозойского фундамента.

Для определения глубины залегания кровли домезозойского комплекса по данным гравиметрии учитываются результаты ГСЗ, полученные по профилям ГСЗ № 1, 2, и 3. Следует отметить, что не всегда поверхность с граничной скоростью 6,3; 6,1; 5,7 или 6,2 *км/сек* соответствует кровле кристаллического фундамента.

На профиле ГСЗ № 3 в Предталышской зоне поверхность кристаллического основания с граничной скоростью 5,7—6,2 *км/сек* находится на глубине 1,5—7 *км*, где заведомо известно, что вулканогенные породы палеогена и верхнего мела залегают в пределах этих же глубин. В Талыше туфогенно-осадочные поpоры палеогена имеют мощность 7—6 *км*. Вполне естественно, что поверхность кристаллического фундамента, проведенная в этих районах на профиле ГСЗ № 3, соответствует поверхно-

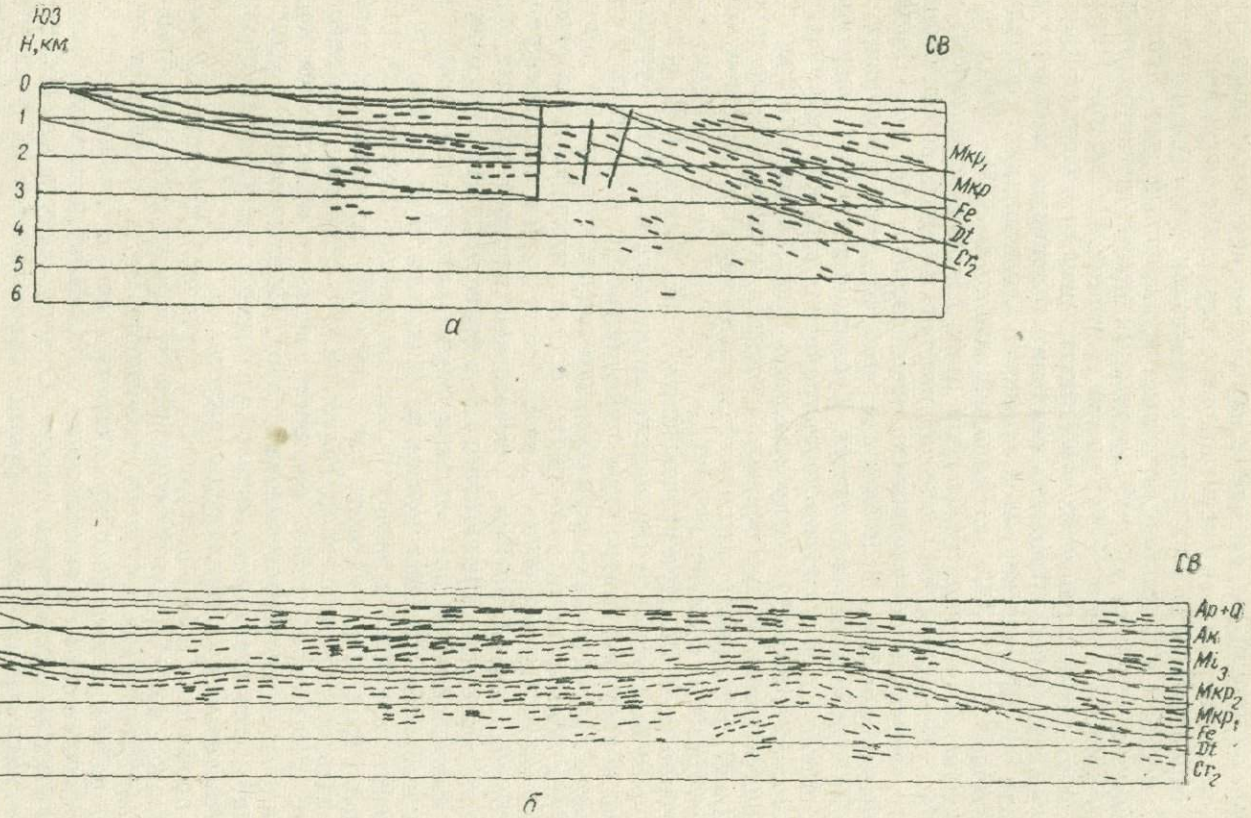


Рис. 68. Сейсмогеологический профиль (данные КМГР);
а — зоны северного склона Малого Кавказа (область Чатминского минимума); *б* — области Евлах-Агджабединского минимума

сти андезито-базальтовой толщи эоцена и местами возможно верхнего мела (Ждановск).

Рассмотрим строение фундамента в области развития Нижне-Куринской гравитационной аномалии. С востока Нижне-Куринский минимум ограничен, как было сказано выше, максимумом Бакинского архипелага, истолкованным как гравитационное отражение погребенного на большие глубины (до 10 *км*) выступа кристаллического фундамента. На северо-востоке, в Кобыстане, этот выступ, названный здесь Явандаг-Сангачальским, отделяет южный предгорный прогиб мегантиклинория Большого Кавказа от Нижне-Куринской депрессии. На востоке Нижне-Куринский минимум ограничивается Предталышским и Саатлы-Кюрдамирским максимумами. Мощность осадков до поверхности продуктивной толщи в Ширванской и Сальянской синклиналях составляет соответственно 3700 и 3300 *м*. Если добавить сюда 3000—3500-*м* мощность продуктивной толщи, то на долю лишь плиоцен-четвертичных образований будет падать 7000-*м* толща малоуплотненных пород, отрицательное гравитационное влияние которых составит 88 *мгл*. Данные, полученные по профилю ГСЗ № 1 (см. рис. 66), дают основание допустить, что в центральной части Нижне-Куринской депрессии поверхность плотных пород, которой соответствует граничная скорость сейсмической волны 6,2 *км/сек*, залегает на глубине около 13 *км*. О возрасте подстилающих продуктивную толщу осадков, имеющих мощность 6 *км*, можно судить лишь по данным палеонтологического анализа образцов, отобранных из грязевых вулканов.

По данным А. Л. Путкарадзе [89] и А. К. Алиева [12], в извержениях грязевых вулканов Бакинского архипелага и Нижне-Куринской депрессии обнаружена микрофауна мела, коунской и майкопской свит, сарматского яруса, чокрак-спириалисового горизонта и др. Из мезозойской фауны больше всего встречаются остатки микрофауны верхнемелового возраста. Найденные лишь на о. Лось гальки и обломки кремнистых и органогенно-обломочных известняков юрского возраста могли быть также переотложенными породами в более молодых образованиях. Тем не менее, обнаружение остатков фауны мезозоя, палеогена и миоцена в выбросах грязевых вулканов, свидетельствует о том, что под 7-*км* толщей плиоцена и четвертичных отложений лежит 6-*км* толща осадочных пород. Надо полагать, что в последней по мощности должны преобладать осадки миоцена и палеогена. По-видимому, мезозойский, комплекс имеет ограниченное распространение и представлен карбонатными разностями верхнемеловых пород. Подстилающие продуктивную толщу осадки, ввиду их большой уплотненности, не создают заметных отрицательных аномалий силы тяжести.

На профиле ГСЗ № 1 поверхность с граничной скоростью 6,2 *км/сек* при подходе к зоне Саатлы-Кюрдамирского максимума резко обрывается. Амплитуда смещения этой поверхности здесь составляет около 5 *км* и в районе самого максимума она залегает на глубине около 6 *км*. Из разреза выпадает часть осадочных образований, которыми была заполнена Нижне-Куринская депрессия. Отсюда следует, что Нижне-Куринский минимум отображает прогиб кристаллического фундамента. Этот прогиб в центральной части имеет амплитуду 13 *км* и ограничивается выступами кристаллического фундамента Бакинского архипелага на востоке, Явандаг-Сангачальского — на севере, Саатлы-Кюрдамирского и Предталышского — на западе, находящимися на глубине соответственно 10—11; 8—9; 5—6 и 6—7 *км*. Аномальная вертикальная составляющая геомагнитного поля в Нижне-Куринской депрессии характеризуется глубоким отрицательным значением. Отдельные замкнутые аномалии со значениями — 150; — 200; — 250 *гамм* отражают степень изменения магнитных параметров пород верхней части осадочного

комплекса, а общий спокойный фон магнитных аномалий позволяет полагать, что в толще осадочных пород мезокайнозоя Нижне-Куринской депрессии отсутствуют внедрения магматических тел.

Относительный магнитный максимум, вырисовывающийся на фоне регионального минимума в районе Хиллов, соответствует западному крылу Хиллинской структуры.

По данным А. Л. Путкарадзе, отложения продуктивной толщи южной части Нижне-Куринской депрессии отличаются богатым содержанием тяжелой магнитной фракции, что связано с обогащением этой толщи в период седиментации продуктами размыва Талышской вулканогенной толщи андезито-базальтового состава. Вероятно, Хиллинский относительный магнитный максимум отражает литологическую особенность пород продуктивной толщи, так как этому максимуму на карте аномалий Буге соответствует минимум силы тяжести, который не позволяет допускать, что в районе Хиллов имеются пласты вулканогенной толщи или внедрение основной магмы. Исследование магнитных свойств образцов, отобранных из естественных обнажений, показало, что значения остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости глин продуктивной толщи в Нижне-Куринской депрессии намного больше, чем в Апшероно-Кобыстанской области (см. таблицу 7).

Саатлы-Кюрдамирский максимум имеет меридиональное простирание. При осреднении аномалий Буге эллиптической палеткой с полуосями 15 и 20 *км* этот максимум разветвляется на две аномалии: северная располагается между Агсу и Кюрдамиром, южная — в окрестности Сабирабада. Амплитуды этих локальных аномалий составляют соответственно 8 и 12 *мгл*. При осреднении карты аномалий квадратной палеткой (площадь 45×45 *км*^{2}) Саатлы-Кюрдамирский максимум на карте локальных аномалий отображается единым меридиональным полем интенсивностью в 20 *мгл;* центр аномалии находится в районе Сабирабада.

Геологическую природу Саатлы-Кюрдамирского максимума можно объяснить следующими факторами. В меридиональной полосе, протягивающейся от Лагича до Астары, располагается зона глубинных разломов, вдоль которой в мезозое и палеогене произошли излияния магм. Параллельно этой полосе по линии Куткашен—Чахырлы простирается другая зона глубинных разломов. Поверхности андезито-базальтового покрова на профилях ГСЗ № 1, 2 и 3 соответствует граничная скорость сейсмической волны 5,7—6,3 *км/сек.* В районе развития Саатлы-Кюрдамирского максимума вулканогенная толща находится на глубине 6 *км* и, по-видимому, представлена более древними разностями, чем в горном Талыше. Не исключена возможность развития здесь пластовых интрузий диабазов. Такое объяснение согласуется с точкой зрения В. В. Федынского [105].

В зоне описываемых глубинных разломов располагается пять максимумов, которые лучше выделяются на фоне региональной гравитационной Талыш-Вандамской аномалии при осреднении карты аномалий силы тяжести эллиптической палеткой. На севере вырисовывается узкий Тфанский максимум, к югу от которого отмечается относительно широкий и интенсивный Исмаиллы-Куткашенский максимум. От последнего узким гравитационным седлом на юге отделена Агсу-Кюрдамирская аномалия. В районе, слияния рек Аракса и Куры располагается Сабирабадский максимум. Между Предталышским и Сабирабадским максимумами находится наиболее интенсивный Чахырлы-Нариманов ский максимум. Исмаиллы-Куткашенский максимум имеет кавказское направление, что одновременно связывает его с зоной максимумов южного склона Большого Кавказа. Такой же характер простирания имеет Чахырлы-Нариманов ский максимум, который входит в зону Шамхор-Талышского регионального максимума. В районе Предталышского мак-

симума вулканогенная толща составляет значительную часть вскрытой бурением мощности отложений.

В области Евлах-Агджабединского минимума, ограниченного с востока Куткашено-Чахырлинской гравитационной ступенью, 11-*км* толща мезокайнозоя представлена слоями с меньшей чем 6,3 *км/сек* граничной скоростью сейсмических волн. Это свидетельствует о том, что в разрезе этой толщи вулканогенные породы отсутствуют. Отсюда следует, что перечисленные выше пять аномалий связаны с внедрением вдоль ослабленного участка земной коры основной магмы, которая местами образовала андезито-базальтовые покровы и пластовые интрузии. Палеотипными аналогами этих пород являются диабазы, обнаруженные на южном склоне Большого Кавказа, и погребенная пластовая интрузия основного состава у г. Тфан. Возможно, в зоне разлома гранитный слой настолько переработан, что средняя плотность пород в целом стала характерной для базальтового слоя. Этим можно объяснить региональный положительный гравитационный фон Талыш-Вандамской области и приближение к поверхности слоя с граничной скоростью 6,7 *км/сек*. Аналогичную точку зрения высказал И. О. Цимельзон в 1962 г. Он отметил, что область Талыш-Вандамского максимума характеризуется активной переработкой на данном участке гранитного слоя. По мнению И. О. Цимельзона, верхняя часть базальтового слоя представляет собой в области Талыш-Вандамского максимума гранитный материал, густо пронизанный основными интрузиями.

Геологический разрез восточной части Азербайджана с интерпретацией Талыш-Вандамского максимума, дан на рис. 69, 70. Направление этих профилей совпадает с профилями ГСЗ № 1 и 2.

Изменение уровня поверхности базальтового слоя на 15 *км*, вследствие выпадения из разреза гранитного слоя и части мезокайнозойского комплекса, должно создавать положительную аномалию с амплитудой около 315—250 *мгл*. Наблюдаемая же амплитуда Талыш-Вандамского максимума меньше. Для того, чтобы гравитационный эффект этого подъема был равен наблюдаемому полю, необходимо допустить утолщение земной коры на 10 *км*. Следовательно, в верхней части геологического разреза Талыш-Вандамского максимума намечается выступ кристаллического фундамента, а в нижней — прогиб земной коры (плотность базальтового слоя равна 3,0 *г/см*^{3}, осадочного покрова — 2,50—2,60 *г/см*)^3.

Алазано-Агричайская гравитационная депрессия ограничивается на востоке Куткашен-Чахырлинской гравитационной ступенью, на севере — зоной максимума южного склона Большого Кавказа, на юге — Геокчай-Мингечаурским и Эльдарским максимумами. Ось рассматриваемого минимума второго порядка простирается по линии, проходящей через пункты Гурджаани—Сигнахи—Мирзаани—Кичик-Дахна—Каябаши. Южнее Куткашена минимум затухает. На карте локального поля силы тяжести эта аномалия имеет сложную конфигурацию и состоит из нескольких минимумов низшего порядка.

Известная часть геологического разреза Алазано-Агричайского минимума дается на профиле, пересекающем эту аномалию по линии Нуха — Дуздаг (рис. 71). Часть Алазано-Агричайской синклинали попадает в зону максимума южного склона Большого Кавказа. Камыкая-Аджибулагская антиклиналь и Арешская синклиналь входят в зону рассматриваемого минимума. На западном продолжении антиклинальной зоны, ограничивающей Алазано-Агричайскую синклиналь с юга, отдельные выходы титонских известняков и среднеюрские эффузивы приурочены к осевой зоне минимума.

В Арешской синклинали мощность четвертичных отложений и плиоцена составляет около 6 *км*. В сводах Кахетино-Дашбулагского анти-

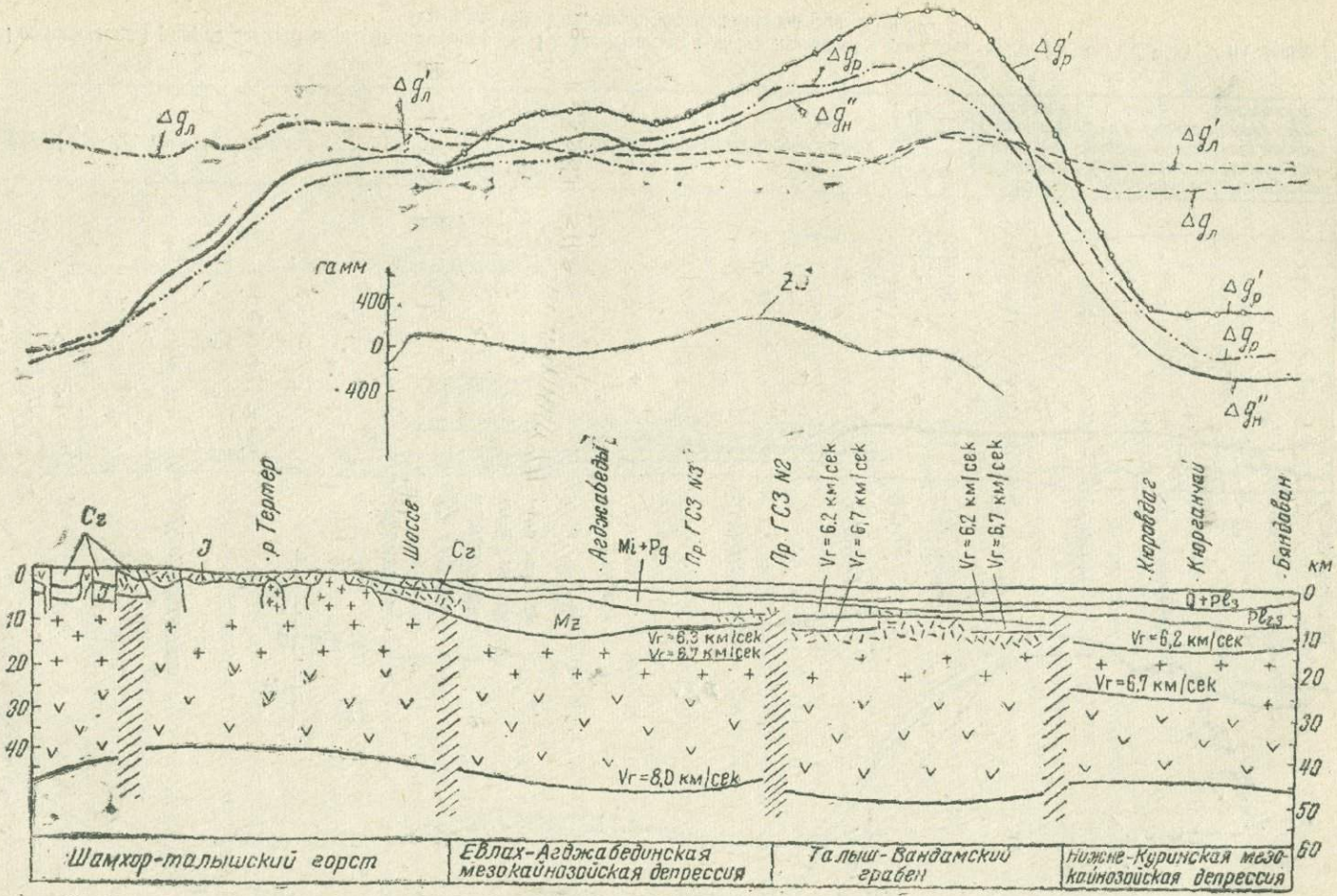


Рис. 69. Геологический разрез земной коры по профилю № 12. Восточная половина профиля совпадает с профилем ГСЗ № 1 на суше (см. рис. 92). Условные обозначения на рис. 33 и 37

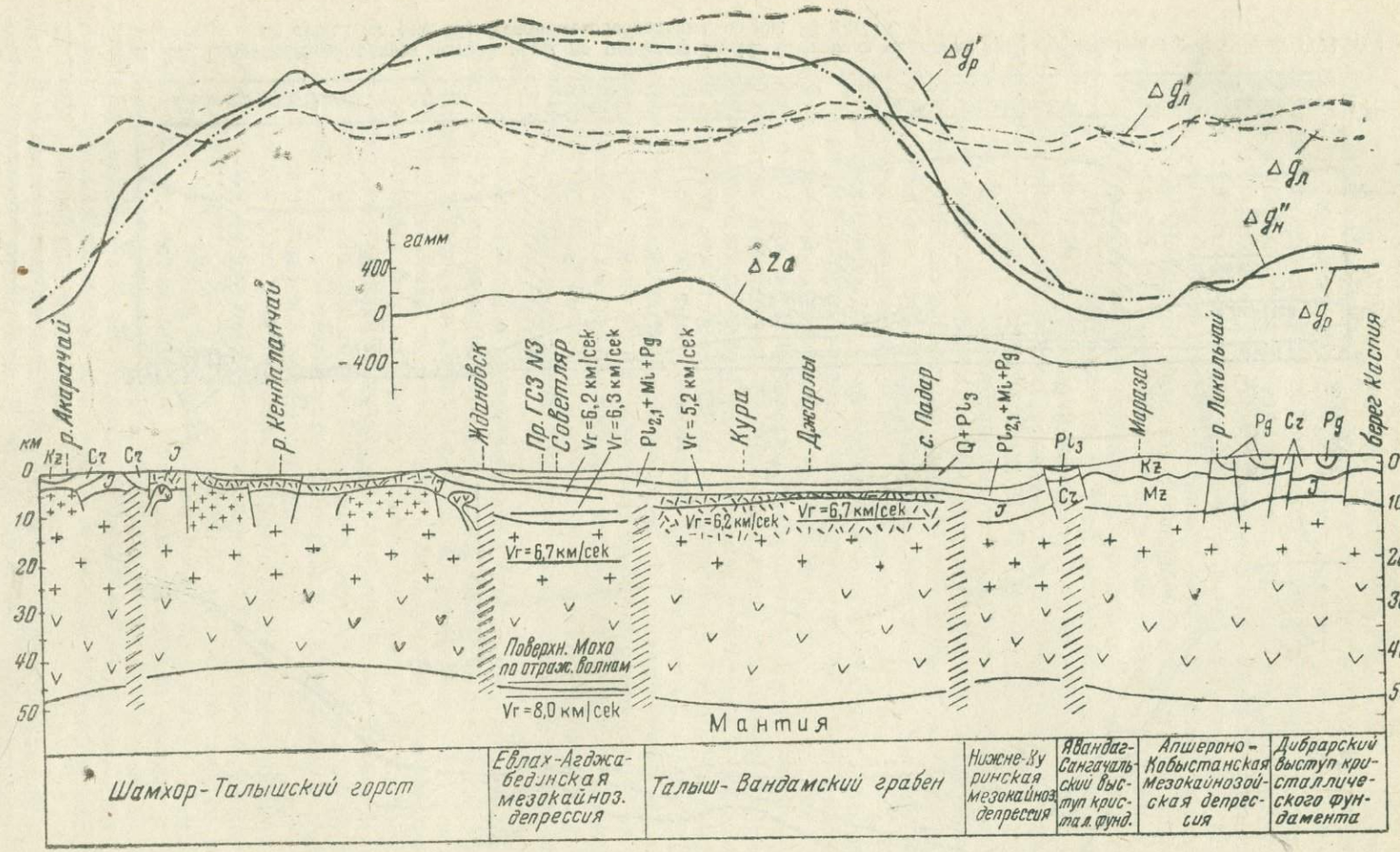


Рис. 70. Геологический разрез земной коры по профилю № 10. Центральная часть профиля совпадает с профилем ГСЗ № 2 на суше (см. рис. 92). Условные обозначения на рис. 33 и 37.

клинория, расположенного в осевой части Алазано-Агричайской гравитационной депрессии, обнажаются мезозойские породы. Следовательно, рассматриваемый региональный минимум отражает строение более глубинных, чем третичный комплекс, слоев.

Для выяснения геологической природы минимума необходимо было учесть гравитационное влияние плиоцен-четвертичного комплекса. Учет этого влияния смещает минимум в сторону Алазано-Агричайской синклинали, так как мощность указанных отложений здесь мала. Амплитуда оставшегося минимума составляет 20 *мгл*. Интерпретация этой аномалии позволяет заключить, что Алазано-Агричайская гравитационная депрессия является предгорным минимумом и отражает погружение поверхности кристаллического фундамента. Иными словами, рассматриваемый минимум — есть гравитационное отражение предгорного прогиба южного склона Большого Кавказа, заполненного 9—12-*км* толщей мезозоя. Этот прогиб на востоке продолжается в районе седлообразного перехода Саатлы-Кюрдамирского максимума в Исмаиллы-Куткашенский максимум. Далее этот прогиб проходит в Кобыстане между Дибрарским и Явандаг-Сангачальским выступами кристаллического фундамента, о котором шла речь при рассмотрении глубинного строения мегантиклинория Большого Кавказа. Северный борт предгорного прогиба отделяется от южного склона Большого Кавказа глубинным разломом, вдоль которого произошли внедрения и излияния магмы.

Геокчай-Мингечаурский и Эльдарский максимумы отделяют Алазано-Агричайский предгорный минимум от южных минимумов — Чатминского и Евлах-Агджабединского. К области развития этих максимумов приурочены Бездаг-Караджинская, Коджашен-Геокчайская и Эльдароюгинская антиклинальные зоны.

Геологический разрез этого структурного элемента показан на рис. 72. Северное крыло Геокчай-Мингечаурского максимума падает в Арешскую синклиналь, а южное крыло — в район Бездагской антиклинали.

В геологическом разрезе районов описываемой площади участвуют отложения четвертичного возраста, апшерона, акчагыла и продуктивной толщи общей мощностью в синклинальных частях 5,5 *км*. Если добавить сюда предполагаемую мощность понта и меотиса, то общая мощность плиоцен-четвертичных образований составит 6 *км*. Такая мощность малоуплотненных осадков, естественно, должна была создавать глубокое отрицательное поле силы тяжести. Несмотря на это, появление в области интенсивного плиоценового погружения относительного максимума силы тяжести свидетельствует о наличии здесь несоответствия между структурными планами неогена и глубокозалегающими толщами. Произведя несложное вычисление, находим, что поверхность с плотностью 2,75 залегает в районе Геокчай-Мингечаурского максимума на глубине не более 8 *км*. Таким образом, подстилающие 6-*км* толщу плиоцена и четвертичных пород осадки в районе максимума не могут иметь мощность более 2 *км*.

Эльдарский максимум, подобно Геокчай-Мингечаурскому, также интерпретируется как гравитационное влияние выступа кристаллического фундамента, приуроченного к области максимального неогенового прогиба. В районе Геокчая этот выступ обрывается меридиональной зоной разлома, а в районе между Мингечауром и Кировабадом меняет свое кавказское простирание на широтное. Здесь, погружаясь на незначительную глубину, он соединяется с Шамхорским выступом. В северной части Мингечаурского водохранилища выступ седлообразным переходом соединяется со вторым погребенным Эльдарским выступом.

Характерно, что в зонах переходов от одного выступа к другому наблюдается изменение направлений простирания плиоценовых скла-

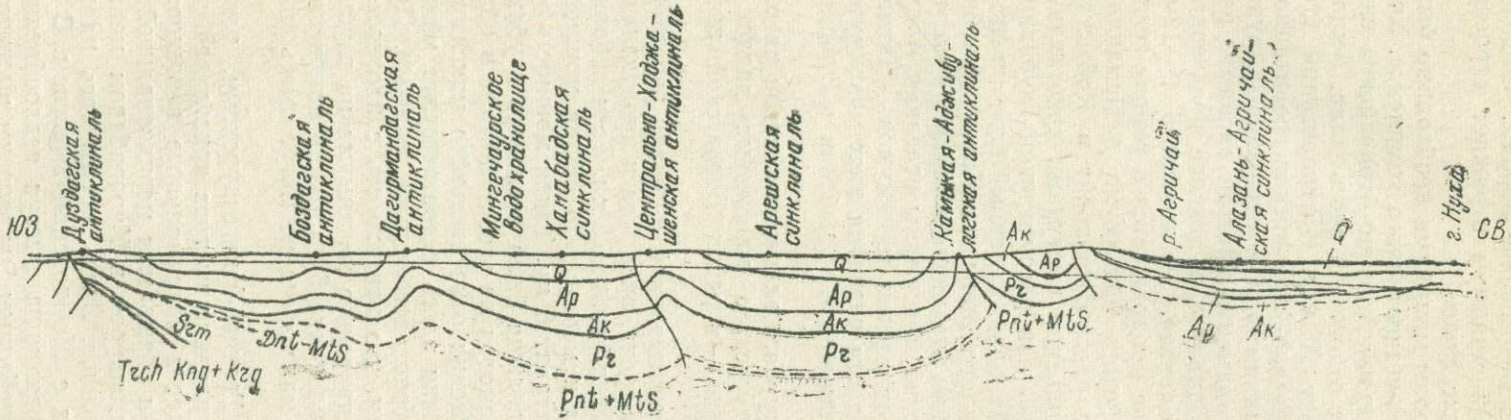


Рис. 71. Геологический разрез по линии Нуха—Дуздаг (по Ф. А. Ширинову), см. рис. 92

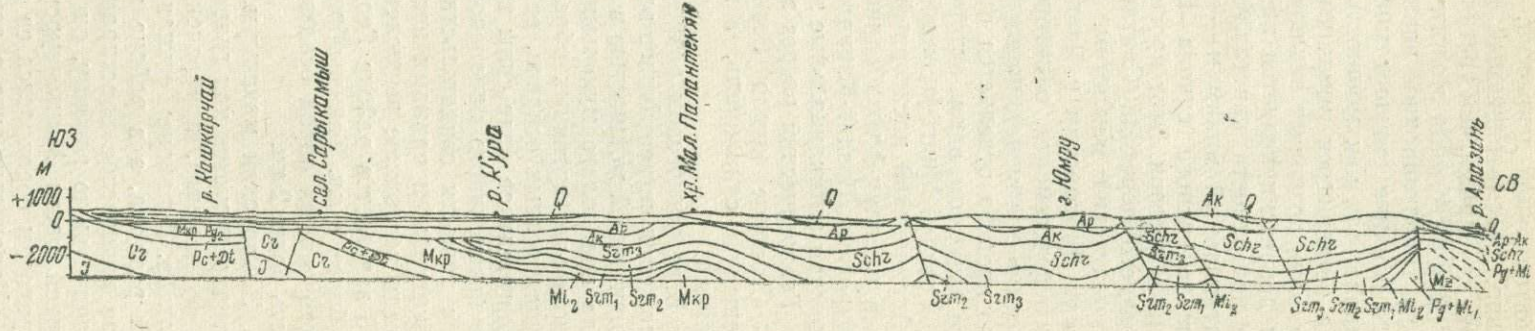


Рис. 72. Геологический разрез области Алазано-Среднекуринского минимума (по А. В. Мамедову), см. рис. 92

док. Судя по поведению изолиний, оконтуривающих Мингечаурский и Эльдарский максимумы, можно сделать заключение о сложности строения одноименных выступов кристаллического фундамента, местами выступы сильно суживаются.

На отрезке профиля ГСЗ № 3, соответствующего зоне сопряжения Геокчай-Мингечаурского максимума с Шамхорской аномалией, намечается выступ поверхности с граничной скоростью сейсмических волн

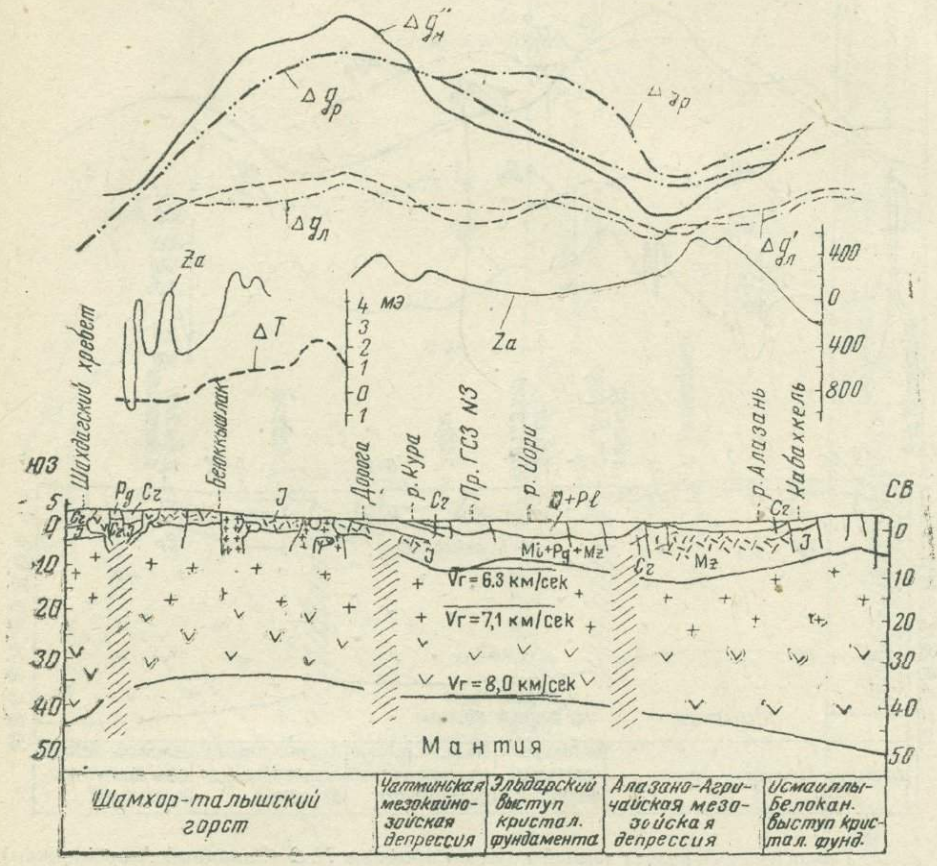


Рис. 73. Геологический разрез земной коры по профилю № 1 (Западный Азербайджан). К рис. 73—82 условные обозначения см. на рис. 33 и 37, а план расположения — на рис. 92

6,3 *км/сек*. Далее, на запад, наблюдается погружение этой поверхности в сторону Чатминской зоны от 6,5 до 10,5 *км*. В наиболее погруженной части фундамента граничная скорость вдоль его поверхности уменьшается до 5,9 *км/сек*.

Чатминский минимум охватывает зоны Чатминского антиклинория и Джейранчельского синклинория, находящиеся в междуречье Куры и Иоры. Минимум на востоке ограничивается седлообразным гравитационным максимумом, соединяющим Геокчай-Мингечаурский максимум с Шамхорским. Геологический разрез этой области представлен на рис. 73. Как видно из этого рисунка, мощность третичного комплекса увеличивается от правобережья р. Куры в северном направлении до центральной части Эльдарской зоны, но кривая аномалий Буге очерчивает минимум на склоне такого погружения. Следовательно, и в этом случае

структура глубокозалегающих слоев не совпадает со структурой третичной моноклинали, на фоне которой отмечаются отдельные кайнозойские складчатые зоны. Более плотные слои, залегающие ниже третичных пород, вдоль Чатминской аномалии, должны иметь бо́льшие мощности. Благодаря этому поверхность кристаллического фундамента образует глубокий прогиб, что соответствует Предмалокавказской мезозойской депрессии, и занимает в основном полосу на левом побережье р. Куры.

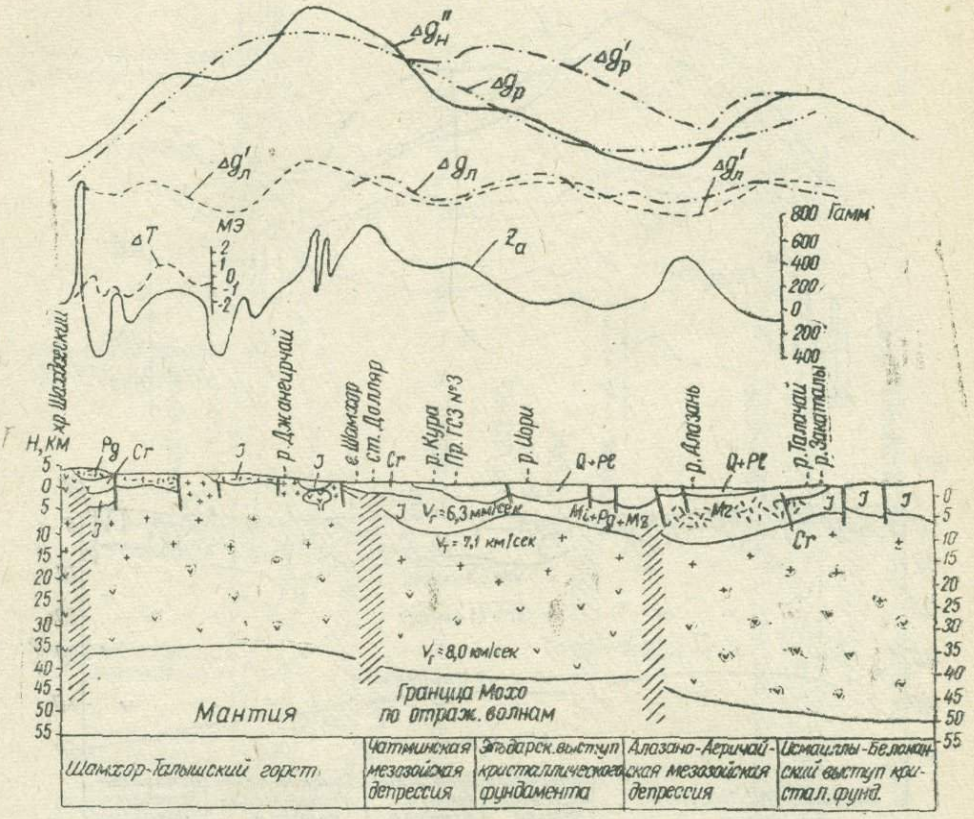


Рис. 74. Геологический разрез земной коры по профилю № 2 (Западный Азербайджан)

Глубинное геологическое строение области Алазано-Среднекуринского минимума, где располагаются отмеченные выше три аномалии второго порядка, приводится на рис. 73, 74, 75, 76, 77, 78. На этих рисунках представлены разрезы, пересекающие южный склон Большого Кавказа и восточную часть Малого Кавказа.

Евлах-Агджабединский минимум занимает площадь между Шамхор-Талышским и Геокчай-Мингечаурским максимумами. На востоке минимум ограничен Талыш-Вандамским максимумом. Наименьшее значение аномалия имеет между населенными пунктами Барда и Агджабеды. На самом южном конце рассматриваемый минимум отделяет Саатлы-Кюрдамирский максимум от Чахырлы-Нариманов-ского. Последний, как будет сказано в следующей главе, относится к Шамхор-Талышскому региональному максимуму.

Структура кристаллического фундамента в области рассматриваемого минимума вырисовывается на профиле ГСЗ № 3, где центральной части аномалии соответствует погружение поверхности с граничной ско-

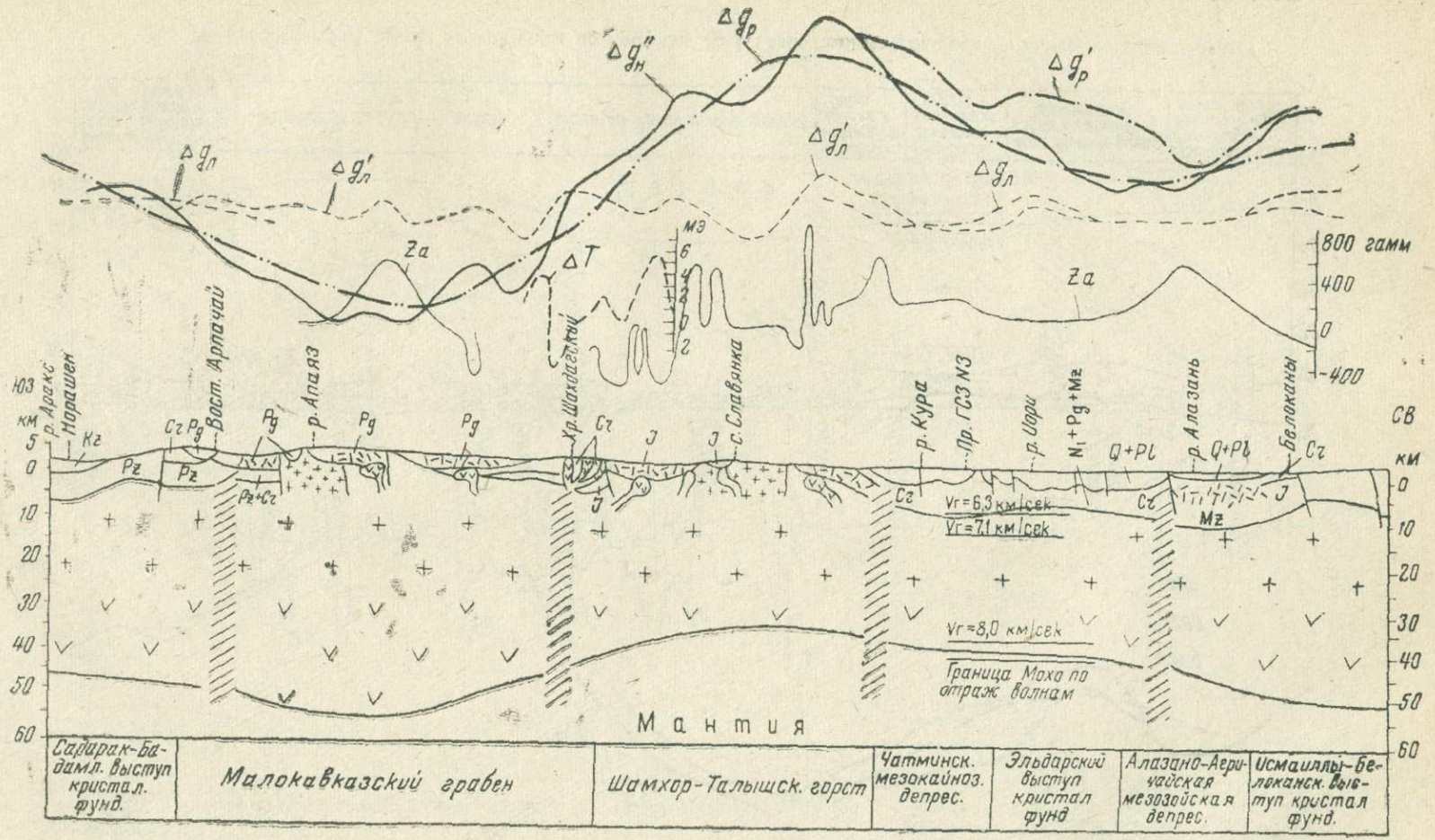


Рис. 75. Геологический разрез земной коры по профилю № 3 (Западный Азербайджан и Нахичеванская область)

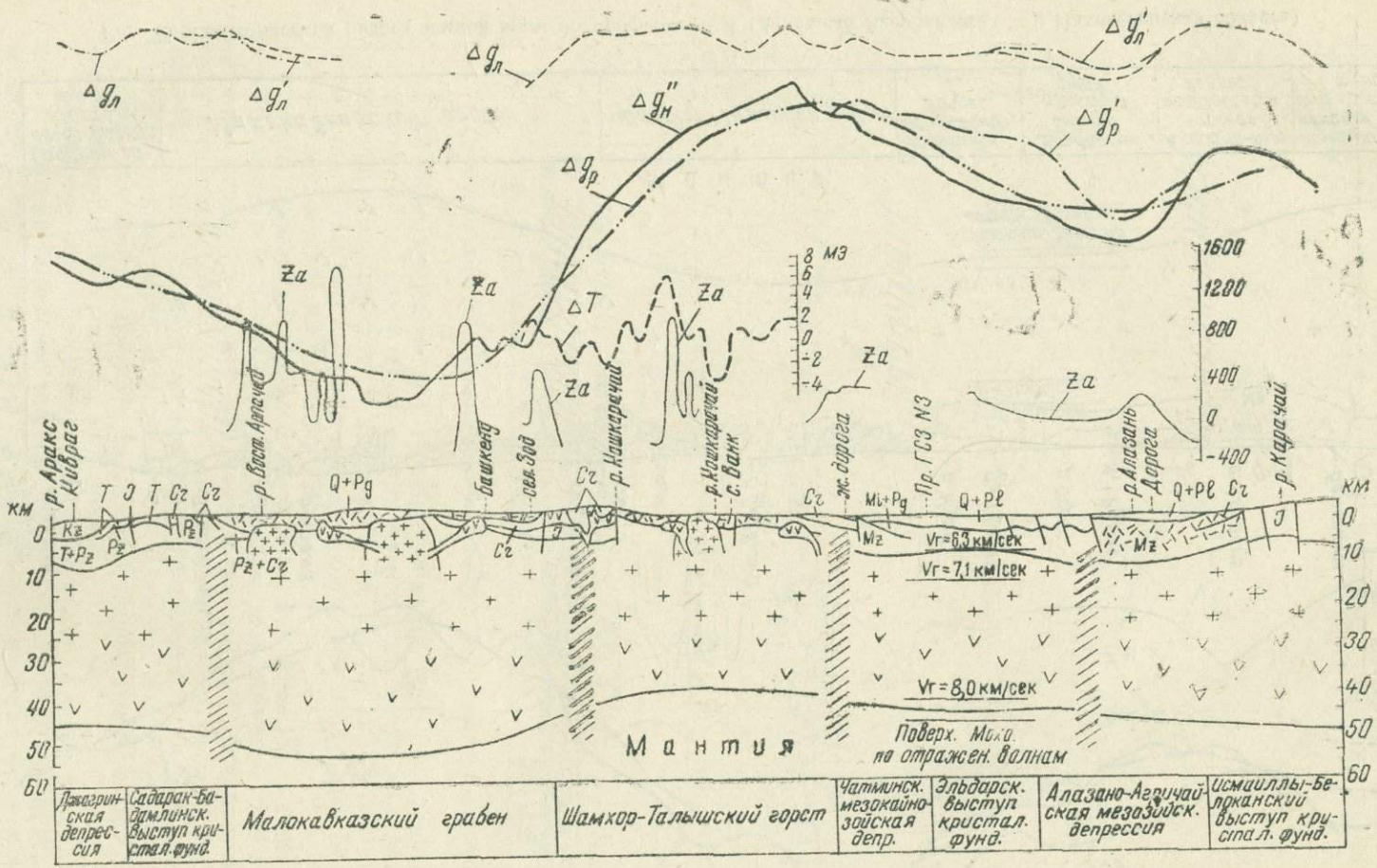


Рис. 76. Геологический разрез земной коры по профилю № 4 (Западный Азербайджан и Нахичеванская область)

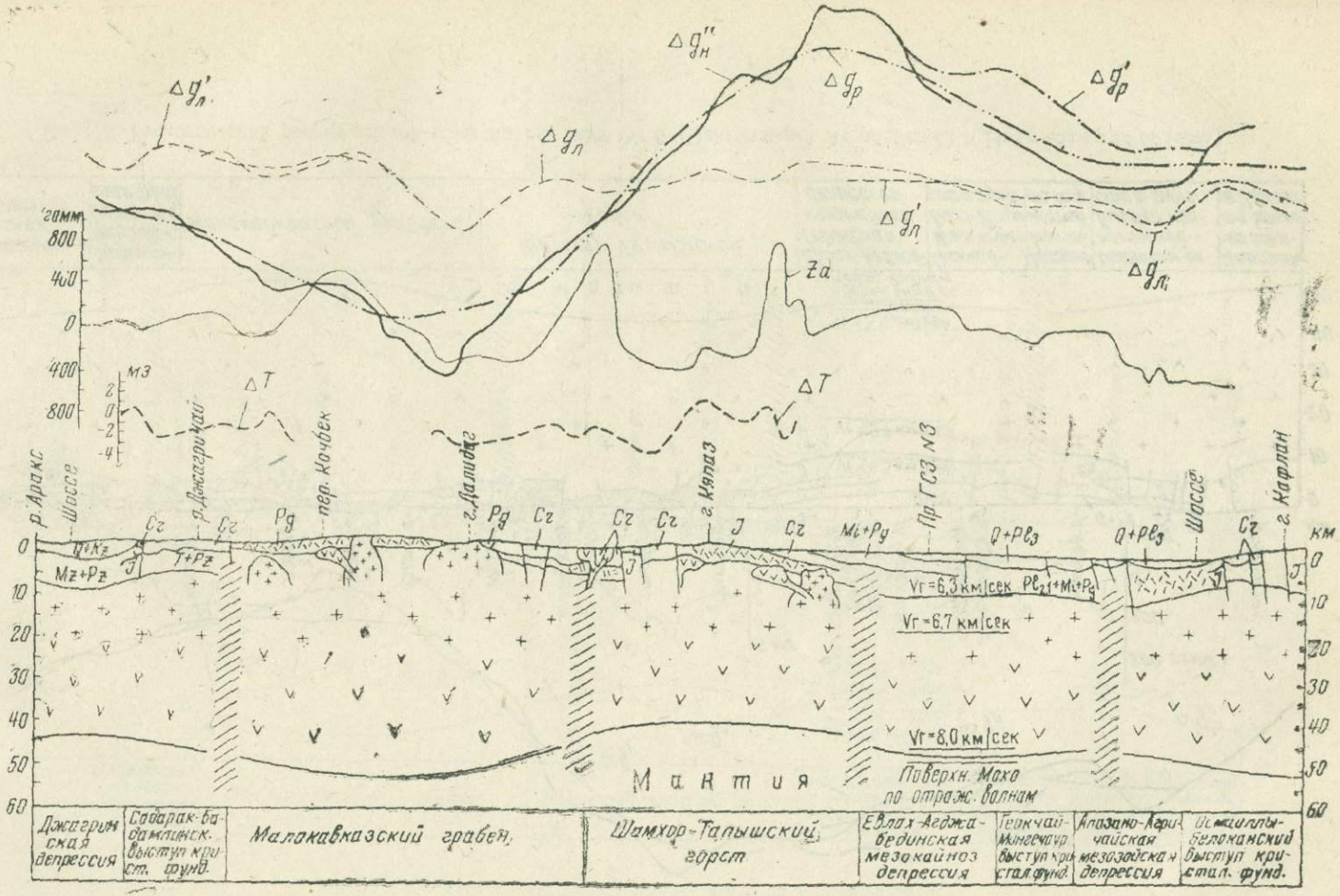


Рис. 77. Геологический разрез земной коры по профилю № 5 (Центральный Азербайджан и Нахичеванская область)

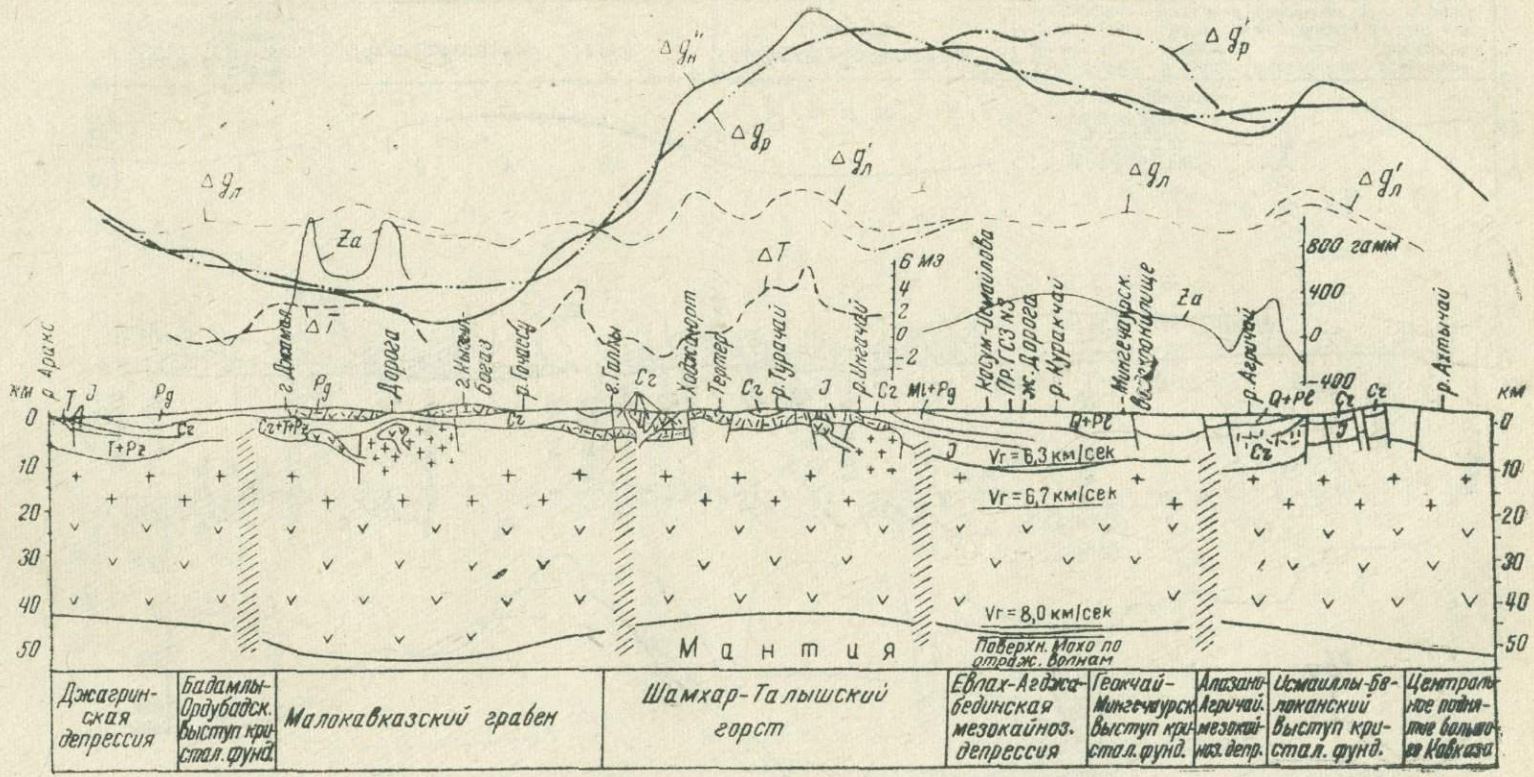


Рис. 78. Геологический разрез земной коры по профилю № 6 (Центральный Азербайджан и Нахичеванская область)

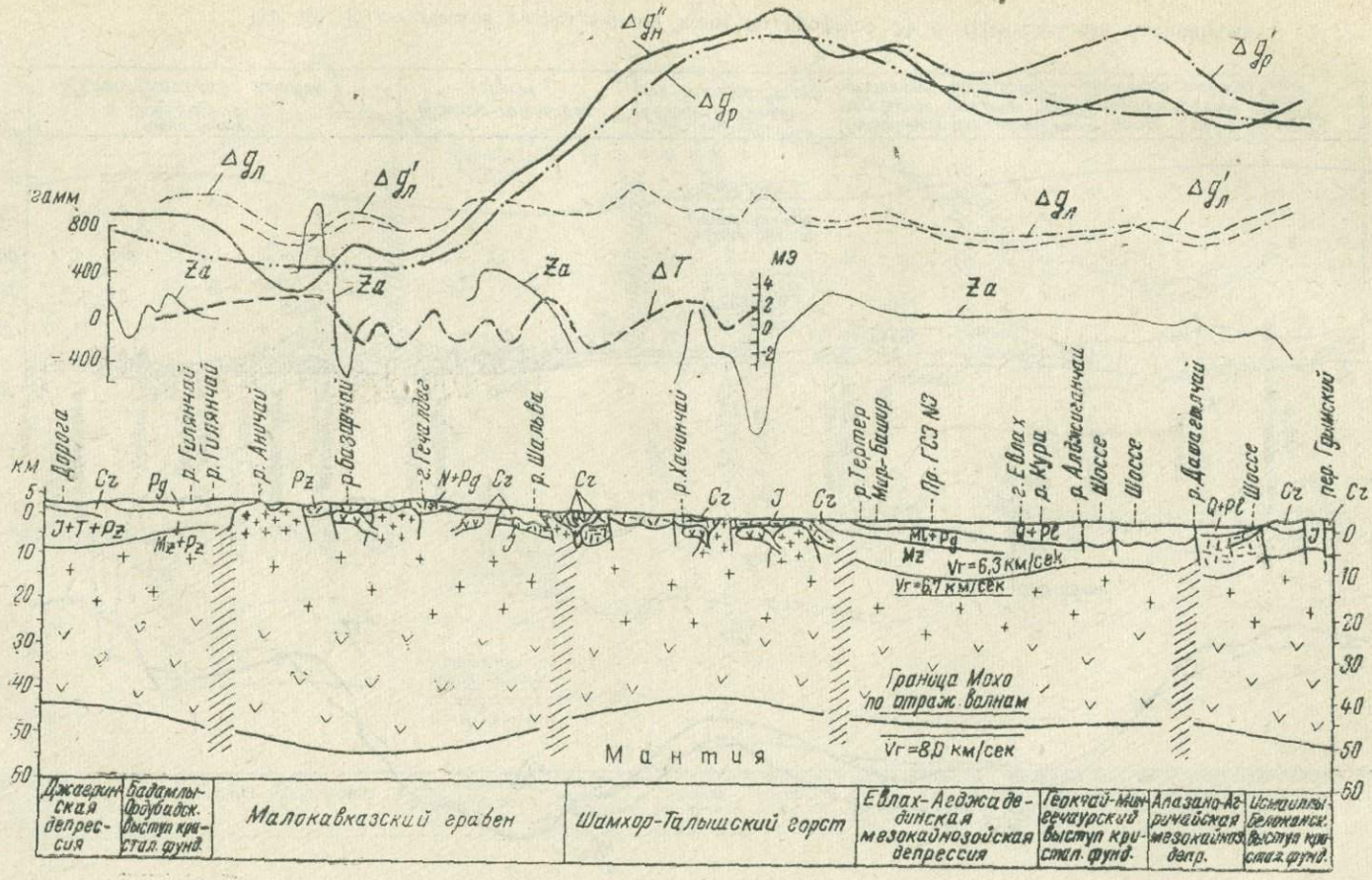


Рис. 79. Геологический разрез земной коры по профилю № 7

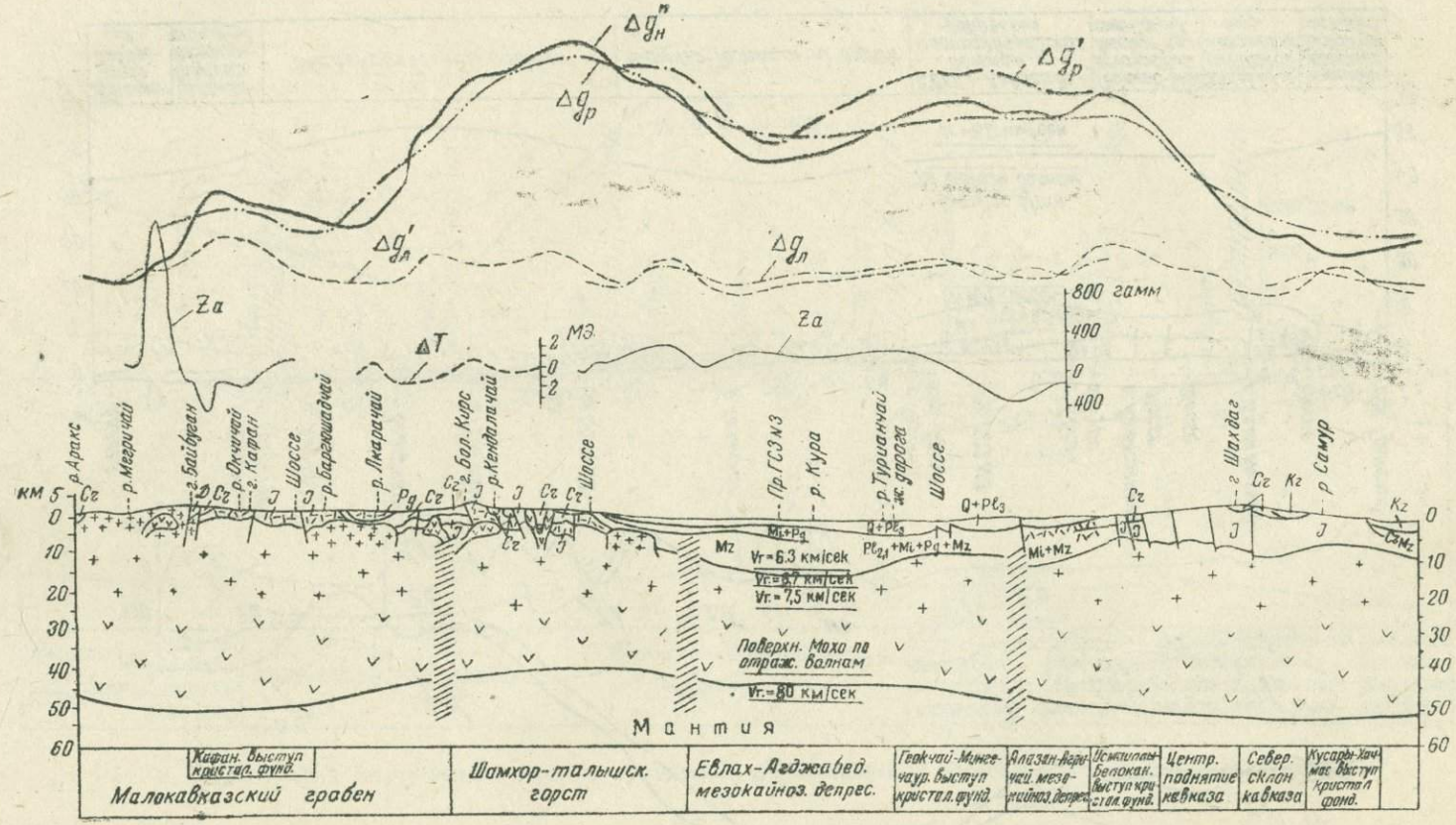


Рис. 80. Геологический разрез земной коры по профилю № 8 (Центральный Азербайджан)

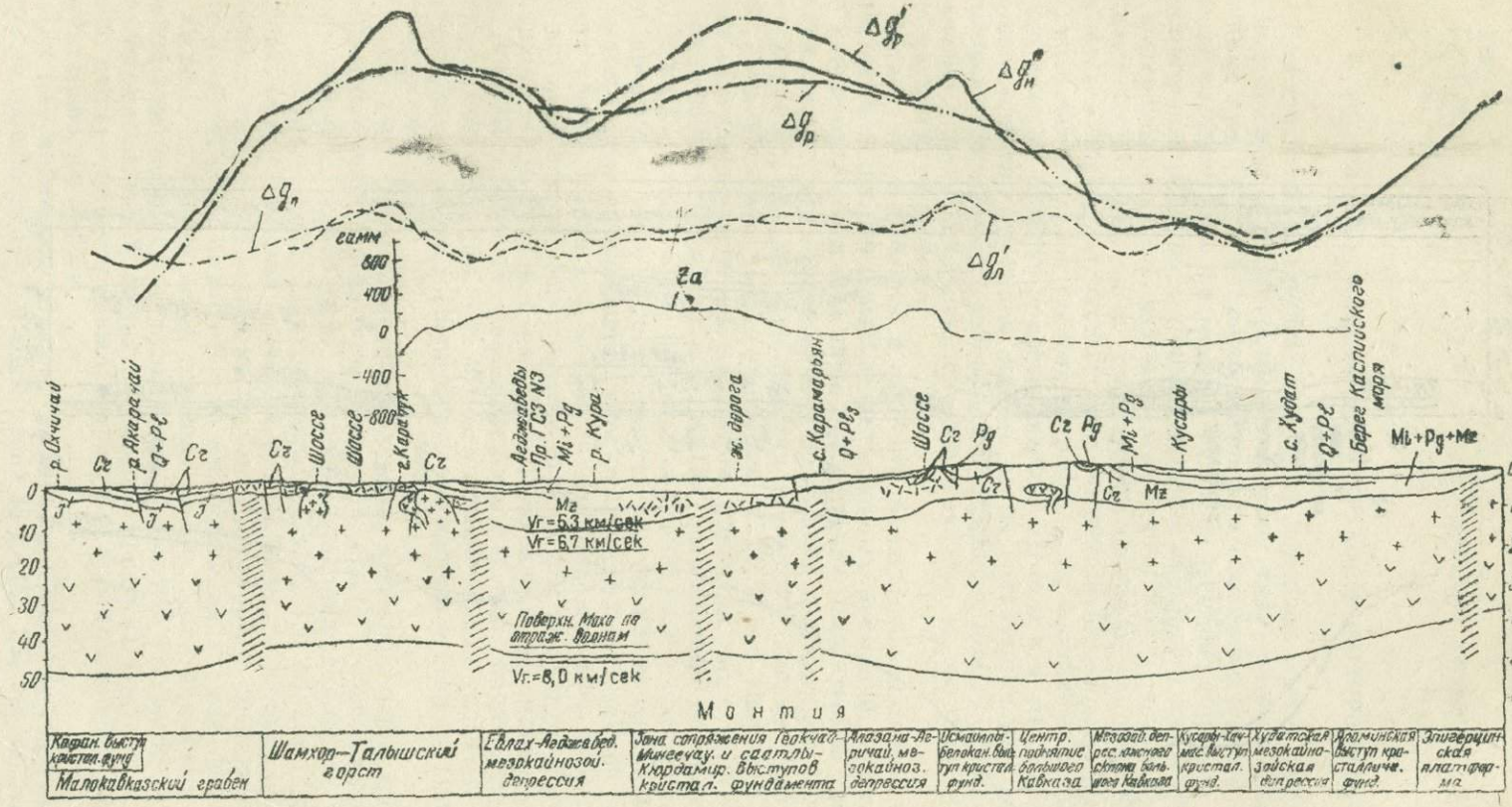


Рис. 81. Геологический разрез земной коры по профилю № 9

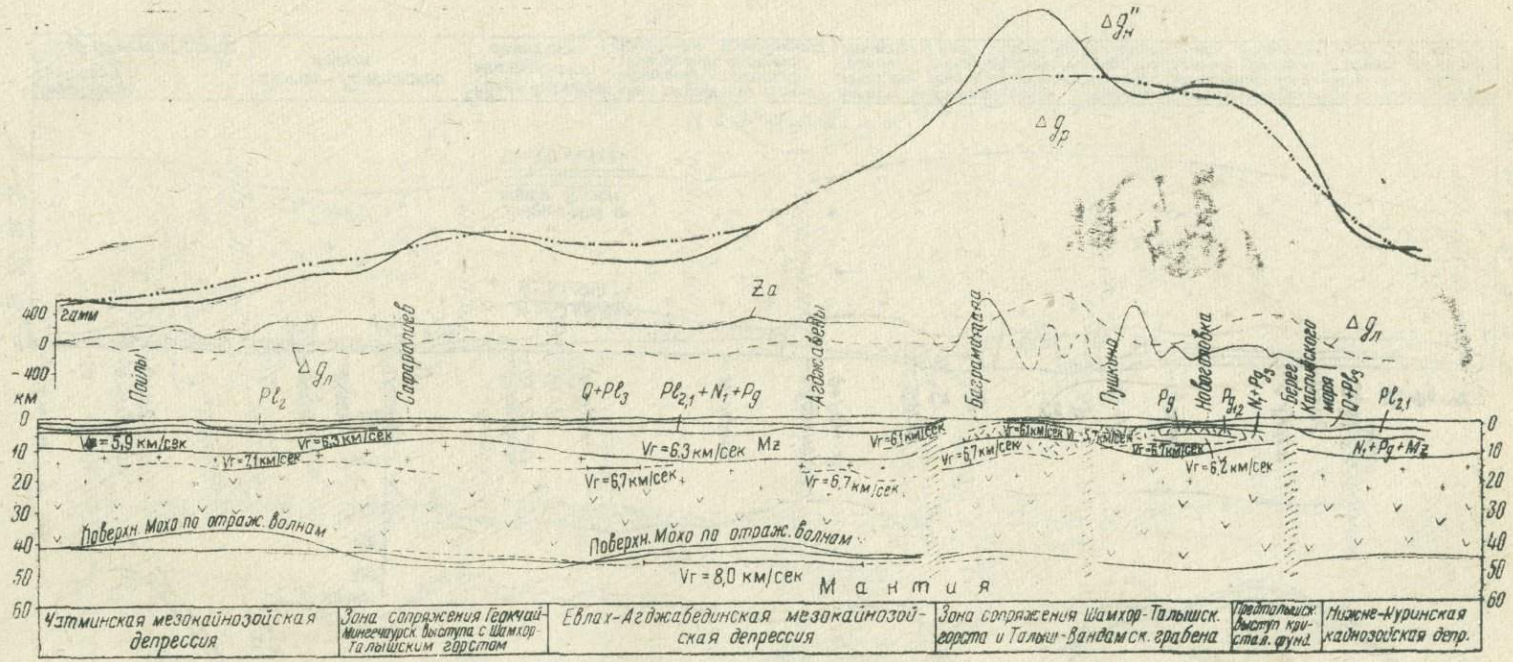


Рис. 82. Геологический разрез земной коры по профилю № 13, совпадающему с профилем ГСЗ № 3

ростью 6,3 *км/сек* на глубину 14 *км*. Количественная интерпретация минимума дает ту же самую цифру, если принять разности плотностей между осадками третичного, мезозойского и домезозойского комплексов соответственно равными 0,3 и 0,1.

Глубинное строение Евлах-Агджабединской депрессии дается на рис. 79, 80, 81, 82, 69.

3. ОБ УСЛОВИИ ЗАЛЕГАНИЯ ПОВЕРХНОСТИ МОХОРОВИЧИЧА

Для суждения о глубине залегания подошвы земной коры наиболее подходящим и достоверным материалом могут явиться данные, полученные при ГСЗ, и частично результаты обработки записей промышленных взрывов. При построении разрезов земной коры по данным гравиметрии необходимо, чтобы начальные параметры для количественной интерпретации были взяты из этих источников. Точность такого построения будет зависеть не только от точности результатов ГСЗ, или результатов обработки записей промышленных взрывов и землетрясений, но в значительной степени от разделения аномального гравитационного поля на отдельные составляющие. Дело в том, что мы и до настоящего времени не знаем какую часть гравитационных аномалий, оставшуюся после учета геологических факторов, можно отнести за счет изменения уровня поверхности Мохоровичича и какую часть — за счет более глубинных факторов.

Задача не облегчается и тем, что влияние базальтового слоя на возникновение региональных гравитационных аномалий будет исключено или точно учтено. Все наши рассуждения относительно уровня залегания поверхности Мохоровичича по данным гравиметрии фактически носят характер первого приближения и поэтому данные гравиметрии могут быть уточнены только проведением ГСЗ, как наиболее точного метода определения глубины залегания отдельных скоростных границ.

На профилях ГСЗ № 1 и 2 данные, позволяющие построить нижнюю границу земной коры, не были получены как из-за непротяженности профилей, так и недостаточности систем наблюдений. Фактически, материалов, позволяющих установить толщину земной коры в области Нижне-Куринской депрессии, нет. На морском профиле ГСЗ № 1, который близко расположен к этой депрессии, также отсутствует граница Мохоровичича (см. рис. 46*а*). Приходится использовать результаты обработки записей промышленных взрывов, произведенных на Западном Апшероне (см. рис. 36), и, учитывая общий характер изменения аномалии Буге, экстраполировать эти данные в сторону Нижне-Куринской депрессии.

После учета гравитационного влияния осадочной толщи на юге от Апшеронского полуострова была обнаружена зона глубинных разломов, южнее которой поверхность Мохоровичича приподнимается на 5—10 *км*. С другой стороны, по профилю ГСЗ № 3 в области Евлах-Агджабединского минимума мощность земной коры, по данным обработки отраженных волн, находится на глубине 40—43 *км*, а по данным обработки преломленных волн — 45—46 *км*. Учитывая данные, полученные для Апшерона, и сходимость в общих чертах гравитационного поля и строения кристаллического фундамента в областях Нижне-Куринской и Евлах-Агджабединской депрессии, можем предполагать, что мощность земной коры в области Нижне-Куринской гравитационной депрессии не будет превышать 42 *км*.

Для Кировабадской области, по данным обработки Мингечаурского взрыва, мощность земной коры равна 48 *км* [56, 99]. По данным ГСЗ, мощность земной коры в этой области изменяется в пределах 37—46 *км*;

кроме того, результаты, полученные при обработке преломленных и отраженных волн, расходятся. Для западной части Куринского межгорного прогиба, если принять во внимание результаты ГСЗ, мощность земной коры будет такой же, как и в Нижне-Куринской депрессии.

Особое место занимает область Талыш-Вандамского максимума. Аномалии второго порядка этой меридиональной полосы были выше истолкованы, как гравитационное влияние погребенных магматических тел и покровов андезито-базальтов, внедрившихся вдоль глубинных разломов. Вероятно, что мощность земной коры в этой области будет отличаться от мощности земной коры в соседних депрессионных областях.

Как было отмечено, выше, амплитуда наблюдаемой аномалии Буге этой области такова, что заставляет принять здесь увеличенное значение мощности земной коры — до 50 *км*.

Полевые материалы, полученные на профиле ГСЗ № 4, который был задан вдоль Талыш-Вандамской полосы максимума в 1963 г., еще окончательно не обработаны. По данным предварительной обработки, мощность земной коры составляет около 50 *км*. Это согласуется с полученными нами данными.

В целом, для Куринского межгорного прогиба характерны малая глубина залегания поверхности Мохоровичича. Толща земной коры в этой области разбита Лагич-Кызылагачским, Куткашено-Чахырлинским, Предмалокавказским (о котором речь пойдет ниже) глубинными разломами и разломом южного склона Большого Кавказа.

4. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИСТОРИИ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Историю волновых движений Куринского межгорного прогиба В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов описывают, начиная с верхнесенонского времени [108]. По характеру распределения волновых движений различного знака и амплитуды, кайнозойскую историю авторы делят на 6 этапов, причем первый этап развития охватывает нижнепалеогеновое время, когда наибольшее погружение наблюдалось в периферийных частях межгорного прогиба.

На втором этапе (майкопская эпоха) Куринский межгорный прогиб оформился как область больших погружений. Дальнейшая история дается более подробно, так как геологический разрез верхнетретичных и четвертичных осадков изучен достаточно хорошо. По В. В. Белоусову [25], в мезозое современной Куринской депрессии была расположена интрагеоантиклиналь.

Результаты интерпретации геофизических данных позволяют выявить некоторые дополнительные детали истории геотектонического развития рассматриваемой области.

В мезозое центральной части межгорного прогиба располагалась зона поднятия палеозойского фундамента, которая ныне соответствует полосе Эльдарского и Геокчай-Мингечаурского максимумов.

В верхнем мезозое и палеогене эта зона вела себя как устойчивое поднятие. В осевой полосе этого погребенного геотектонического элемента общая мощность палеогена и мезозоя не превышает 2000 *м*. В прогибах же, расположенных на севере и юге от этого поднятия, накопилась 6—10-*км* толща мезозоя и образовались Чатминская и Алазано-Агричайская депрессии. Кайнозойские отложения имеют в Алазано-Агричайской депрессии ограниченное развитие. В Чатминской депрессии мощность палеогена равна 4000 *м* (см. рис. 68*а*). Мощность мезозоя в Алазано-Агричайской депрессии на 3—4 *км* больше, чем в Чатминской. Отсюда следует, что земная кора участка Чатминской депрессии от юры

до конца палеогена прогибалась более равномерно чем Алазано-Агричайского участка. Максимальная скорость осадконакопления на участке Алазано-Агричайского предгорного прогиба была в нижне- и среднеюрское время.

Евлах-Агджабединская депрессия, заполненная 14-км толщей осадков, в отдельные периоды мезокайнозоя была разобщена от Чатминской и Алазано-Агричайской депрессий поперечными седлообразными выступами. Разрез, характеризующий строение третичного комплекса, был дан на рис. 68.

Особое место в истории геологического развития Куринского межгорного прогиба занимает область Талыш-Вандамского максимума, интерпретируемого как гравитационное отражение горст-грабена (см. рис. 69), ограниченного глубинными разломами. В этой области земная кора до мезозоя была горстом и интенсивно размывалась. В мезозое и палеогене она превратилась в грабен. В течение этого времени излившиеся по глубинным разломам массы наполняли прогиб, образуя мощную толщу покровов основных пород. В миоцене и частично в плиоцене грабен опять превращался в горст и обеспечивал обломочными породами соседние Евлах-Агджабединскую и Нижне-Куринскую депрессии. В конце плиоцена и в четвертичное время дифференцированное более интенсивное движение Талыш-Вандамского горст-грабена затухает и он участвует уже в общем широтном прогибании земной коры, происходящим в целом во всем Куринском межгорном прогибе и Южнокаспийской впадине. В период средне-, нижнеплиоценового и миоценового воздымания с поверхности Талыш-Вандамского горст-грабена в соседние прогибы сносились продукты размыва как кислых, так и основных пород.

Этим объясняется повышенное значение магнитных параметров пород продуктивной толщи Нижне-Куринской депрессии и наличие в них песчаных горизонтов, которые составляют около 15—20% общей мощности этой толщи.

Кстати, на Малом Кавказе кислые эффузивы мезокайнозоя составляют примерно такой же процент всей мощности вулканогенных пород. Некоторое количество песчаного материала могло поступать благодаря размыву остатков первичного гранитного основания Талыш-Вандамского горст-грабена. Однако большая часть последнего перерабатывалась и превращалась в породу, по содержанию близкую к базальтам, чем и можно объяснить повышенную скорость сейсмической волны в верхней части геологического разреза.

ГЛАВА IX

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ЧАСТИ МЕГАНТИКЛИНОРИЯ МАЛОГО КАВКАЗА

Сложность геологического строения Малого Кавказа отразилась на характере распределения локальных аномалий силы тяжести и геомагнитного поля. Последние на Малом Кавказе отличаются большей дифференциацией, чем в других областях Азербайджана. При беглом взгляде на карту распределения гравимагнитных аномалий обнаруживается соответствие отдельных локальных полей со структурами и слагающими их комплексами пород верхней видимой части геологического разреза. Некоторые аномалии, которые нельзя объяснить поверхностными геологическими условиями, связаны с погребенными структурными элементами и магматическими телами.

На карте региональных аномалий силы тяжести первого порядка выделяются Шамхор-Талышский максимум и Малокавказский минимум, каждый из которых осложнен максимумами и минимумами низшего порядка (см. рис. 21 и 22).

Шамхор-Талышский максимум на севере и северо-востоке отделяется от Предмалокавказских — Чатминского, Евлах-Агджабединского минимумов, а на юго-востоке — от Нижне-Куринской гравитационной депрессии, относительно слабо выраженной ступенью силы тяжести. Южнее района Мир-Башир гравитационная ступень на карте регионального поля затушевывается влиянием широтных Чахырлы-Нариманов-ского и Мартунинского максимумов второго порядка. На востоке эта ступень соединяется меридиональной Лагич-Кызылагачской ступенью.

Южное крыло Шамхор-Талышского максимума выражено наиболее интенсивной гравитационной ступенью, которая была названа Дилижан-Лачин-Ардебильской.

Ось Шамхор-Талышского максимума простирается по линии с. Садахло (Грузия) —Казах — Тауз — Шамхор — Кировабад — Агдам — Мартуни — Ждановск — Чахырлы — Астраханбазар. На фоне Шамхор-Талышского максимума первого порядка выделяются следующие аномалии второго порядка:

1. Садахлинская.
2. Шамхорская.
3. Мартунинская.
4. Чахырлы-Нариманов ская.
5. Предталышская.

Мартунинский максимум в районе Агдама осложняется внутренним минимумом. На южном склоне Шамхор-Талышского максимума первого порядка выделяется сложно построенный Шахдаг-Муровдагский максимум, который на востоке сливается с Мартунинским.

Внутри Малокавказского минимума первого порядка также выделяются более мелкие аномалии. Из этих аномалий на территорию Азербайджана попадает Шальвинский максимум, находящийся в верхней части бассейна р. Акарачай. Этот максимум охватывает также восточную часть Михтукянского хребта.

На южном крыле Малокавказского минимума, в области Нахичеванской АССР, выделяются Садарак-Бадамлы-Ордубадский и Джульфа-Нахичеванский максимумы. На северо-западе Садарак-Бадамлы-Ордубадский максимум сливается с Чайкенд-Садаракским широтно-ориентированным максимумом. Последний на западе простирается на территории Армянской ССР и Турции. На востоке Садарак-Чайкендская аномалия сливается с северо-западным продолжением Кафанского максимума.

2. СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

В главе I было отмечено, что кристаллический фундамент в некоторых районах Малого Кавказа выступает на поверхности.

Наличие мощной Нахичеванской серии палеозоя и триаса еще не свидетельствует о том, что всюду на Малом Кавказе в основании мезокайнозойского чехла залегают образования этих же возрастов. Если даже в геологическом разрезе азербайджанской части Малого Кавказа имеется палеозой, то по данным гравиметрии отделить породы этих возрастов от пород кристаллического фундамента невозможно из-за почти одинаковой их плотности.

Что касается плотности мезозойских пород, то средняя ее величина не превышает 2,70, так как для подавляющего большинства образцов порфиритов и туфогенных отложений получены изменения объемного веса в пределах 2,60—2,80. Кстати, можно считать, что принятая для вычисления аномалии Буге средняя плотность промежуточного слоя 2,67 на Малом Кавказе вполне обоснована. Породы кристаллического фундамента, состоящие в основном из сильно метаморфизованных и уплотненных разностей осадочных образований и магматических тел, не могут иметь плотность ниже 2,67.

Для вещества верхней части коры, как и других областей Азербайджана, плотность была принята равной 2,75, а средняя плотность гранито-базальтового слоя в целом — 2,85. При таком подходе, разумеется, не все аномалии второго порядка могут быть интерпретированы как отражение структурных особенностей фундамента, поскольку плотности пород основного состава, выходы которых на Малом Кавказе занимают значительную площадь, не ниже 2,75. По этой причине в областях развития третичных гранитоидных интрузивов мы имеем относительные минимумы аномалии Буге, например, Далидагский и Мегри-Ордубадский интрузивы, для которых характерны третичный возраст и плотности слагающих их пород, не превышающие 2,65.

Палеотипные аналоги кислой интрузии — гранито-гнейсы, слагающие, по-видимому, верхнюю часть разреза кристаллического фундамента, и породы палеозоя имеют почти равные плотности — 2,72—2,75. В связи с этим, район развития палеозойских пород Нахичеванской области на карте локального поля отмечается двумя максимумами — Чайкенд-Садаракской и Джульфа-Нахичеванской аномалиями. Относительным максимумом характеризуются Дашкесанское интрузивное поле, Шахдаг-Муровдагская зона и зона Карабагского хребта. Эти максимумы, главным образом, связаны с большим распространением в указанных зонах эффузивных пород основного и среднего состава. Неизмененные разности юрских порфиритов, которые преобладают в геологических разрезах этих зон, имеют средние плотности 2,75—2,80.

Из приведенных примеров можно сделать вывод, что аномалии второго и более низкого порядка на Малом Кавказе действительно отражают геологические особенности верхней части разреза земной коры и судить по ним об условиях залегания поверхности кристаллического фундамента затруднительно. Тем не менее, имеются аномалии, которые могут быть рассмотрены как гравитационное влияние изменения уровня залегания домезозойского основания. К ним относятся Нахичевано-Джульфинский, Садарак-Бадамлы-Ордубадский и его западное продолжение, Чайкенд-Садаракский, Кафанский и Шамхорский максимумы. Выходы доюрского комплекса в районах развития этих максимумов можно принять за выступы кристаллического фундамента.

На остальных участках этих аномалий, где нет выходов древних пород, можно предположить, что палеозойский фундамент залегает на небольшой глубине. При разности плотностей между породами палеозоя и туфогенноосадочным комплексом — 0,1 в северной части Нахичеванской области, в районе Садарак-Бадамлы-Ордубадского максимума, породы с плотностью 2,75 залегают, как показывают расчеты, на глубине 3—4 *км*.

В области кайнозойского прогиба, расположенного между зонами развития Джульфа-Нахичеванского и Садарак-Бадамлы-Ордубадского максимумов, где намечается региональный минимум, эта поверхность по тем же расчетам залегает на глубине 6—7 *км*. Нахичевано-Джульфинский максимум, судя по выходам палеозой-триаса в Джульфинском ущелье и в Иране, соответствует выступу доюрского фундамента.

Кафанский максимум также интерпретируется как гравитационное

влияние поднятия кристаллического фундамента, так как в районе развития этого максимума выступают вулканогенноосадочная толща девона, мезозойские и, возможно, более древние гранодиориты. Отложения мезозоя здесь имеют подчиненный характер.

Выделенные по данным гравиметрии доюрские выступы кристаллического фундамента на юге Малого Кавказа характеризуются отрицательными значениями магнитных аномалий, что подтверждает наличие этих структур.

Шамхорский максимум расположен на северном склоне Малого Кавказа и через седлообразную переходную зону в районе Мардакерт соединяется с Мартунинским максимумом.

В районе Кировабада, как было отмечено в предыдущей главе, Шамхорская аномалия такой же переходной зоной соединяется с Геокчай-Мингечаурским максимумом.

Расположение Шамхорского максимума вынуждает считать его предгорной аномалией, так как ось этого максимума простирается по пунктам, расположенным в предгорье Малого Кавказа.

Чтобы выяснить геологическую природу Шамхорского максимума, рассмотрим известную часть геологического разреза в области его развития. На поперечном профиле, пересекающем Шамхорский максимум по линии г. Канлы (Шахдагский хребет) — Шамхор, преобладают осадки вулканогенной юры и нижнемеловые кислые интрузии (рис. 83). На восточном и западном концах профиля появляются меловые эффузивы. Третичные вулканогенные породы развиты на Шахдаге. Кривая аномалии Буге описывает Шамхорский максимум в отрезке профиля от р. Куры до р. Джагричай. Этот максимум, как было отмечено выше, сохраняется и на карте регионального поля первого порядка, что, бесспорно, доказывает связь Шамхорского максимума с приближением к поверхности более плотных пород кристаллического фундамента. Недифференцированность кривой аномалии Буге, несмотря на смены в горизонтальном направлении вдоль профиля фации геологических образований, свидетельствует о том, что породы вулканогенной толщи и мезозойских кислых интрузий имеют одинаковые плотности.

По данным Э. Ш. Шихалибейли, в 7 *км* севернее г. Кяпаз под 1,5-*км* толщей юры залегают породы кристаллического фундамента (рис. 84). На северо-востоке и юго-западе от этого участка мощность осадочных образований увеличивается. Минимум силы тяжести, имеющий весьма сложную конфигурацию, располагается между Шамхорским и Шахдаг-Муровдагским максимумами. Западная половина этого минимума (Башкенд-Славянский) охватывает выходы мезозойских кислых интрузивов. К восточной половине минимума, который можно назвать Аджикенд-Мадагизским, приурочены меловые эффузивы и известняки.

Далее на юге мы попадаем в область Шахдаг-Муровдагского максимума, появление которого можно объяснить наличием одноименного антиклинория.

Южнее Шахдаг-Муровдагского максимума на карте локального поля силы тяжести выделяется Кельбаджарский минимум, изоаномалы которого имеют сложные очертания. К области развития этого минимума приурочены выходы интрузий офиолитов. Учитывая большую плотность этих ультраосновных пород, можно было ожидать здесь относительный максимум, а не минимум. В строении области минимума в основном принимают участие меловые образования преимущественно осадочного происхождения. Мощность этих пород, по данным Э. Ш. Шихалибейли (см. рис. 94), равна 2—3 *км*.

Таким образом, Кельбаджарский минимум связывается меловыми прогибами, где кристаллическое основание опущено на глубине 6 *км* (мощность юрских пород — 3 *км*). Отсутствие более заметного гравита-

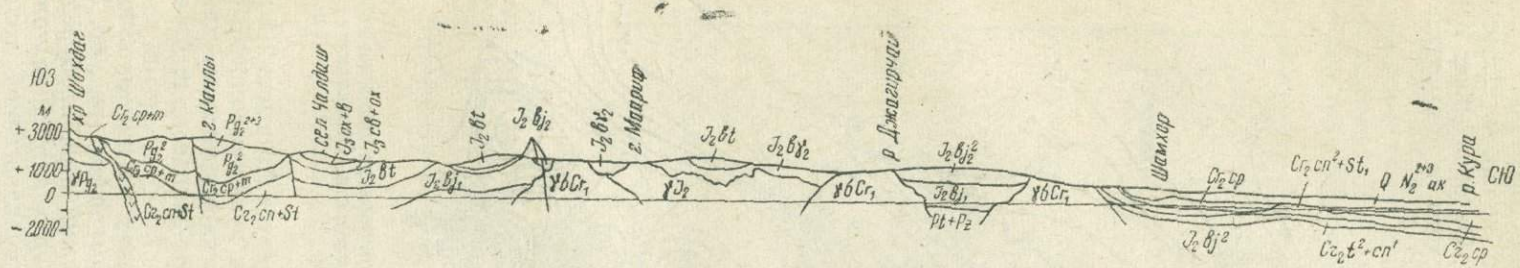


Рис. 83. Геологический разрез северной части Малого Кавказа (по Р. Н. Абдуллаеву)

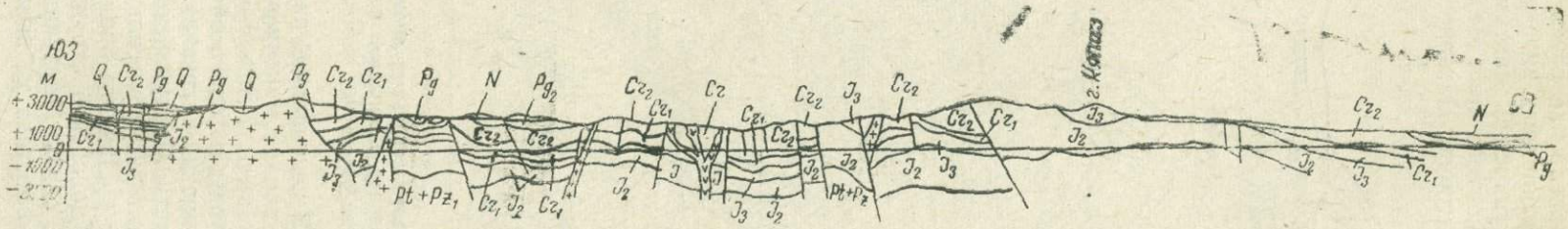


Рис. 84. Геологический разрез восточной части Малого Кавказа (по Э. Ш. Шихалибейли)

ционного влияния ультраосновных интрузий, по-видимому, связано с тем, что внедрение офиолитов в области Кельбаджарского минимума не создает крупных интрузивных тел или пластовых интрузий.

Мартунинский максимум является довольно крупным элементом гравитационного поля Малого Кавказа (рис. 85). Он охватывает почти всю территорию Нагорного Карабаха, Ждановского и Физулинского

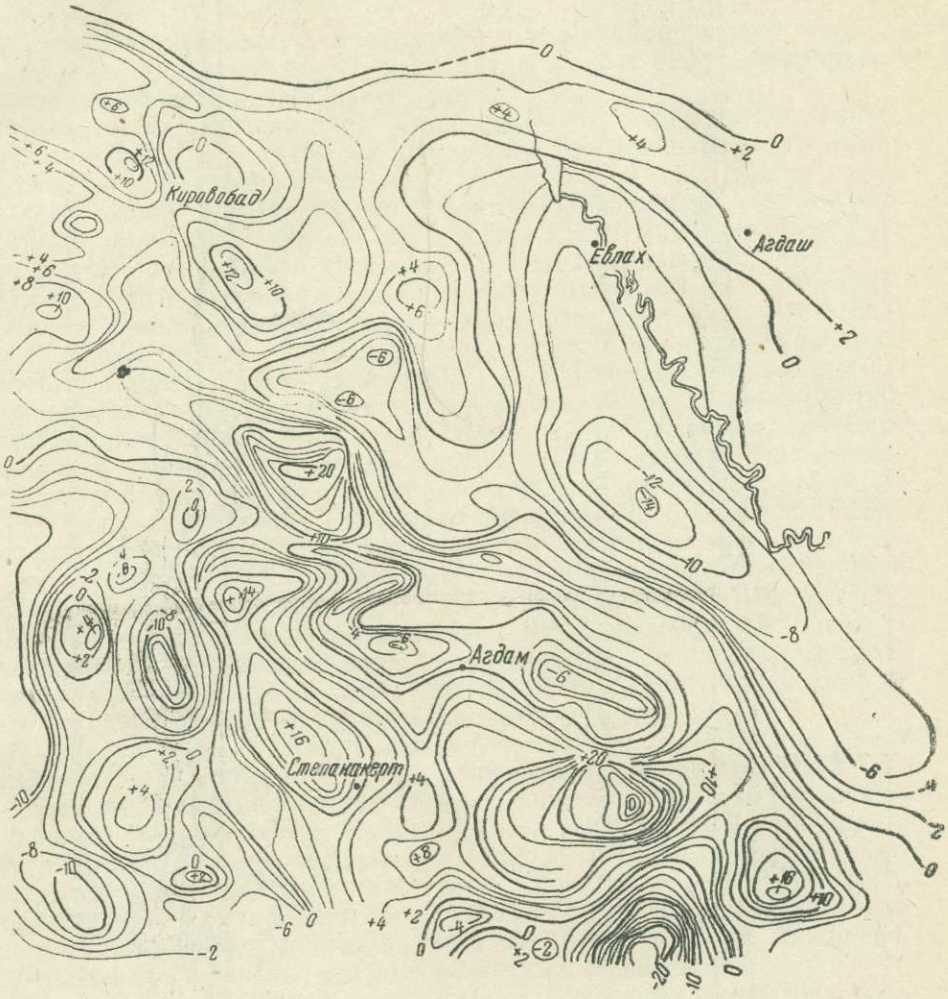


Рис. 85. Карта локальных аномалий силы тяжести второго порядка восточной части Малого Кавказа и западной части Кура-Араксинской низменности. Осредняющая палетка 45×45 км²

районов. В центральной части максимума размещается Агдамский минимум. На западе максимум совпадает с выходом вулканогенного мезозоя, а Агдамский минимум соответствует погребенному кислому интрузиву, выходы которого обнаруживаются на северо-западе от г. Агдама (*Мехманинский интрузив*).

Область Мартунинского максимума на картах магнитных аномалий характеризуется сильно дифференцированным полем (рис. 86, 87). В районе восточного продолжения аномалии скважинами, пробуренными на Ждановской структуре, вскрыта меловая вулканогенная толща. Поэтому связь Мартунинского максимума с вулканогенной толщей основного состава не вызывает сомнений. С другой стороны, довольно

интенсивная часть этого максимума остается на карте регионального фона. В связи с этим, максимум не может быть целиком объяснен гравитационным влиянием вулканогенной толщи мезозоя. Здесь, как и в области Шамхорского максимума, мы имеем дело с приближением к поверхности более глубинных масс.

Чахырлы-Нариманов ский и Предталышский максимумы являются последними аномалиями Шамхор-Талышского регионального поля первого порядка. Эти аномалии одновременно входят и в состав Талыш-Вандамского максимума (рис. 88, 89).

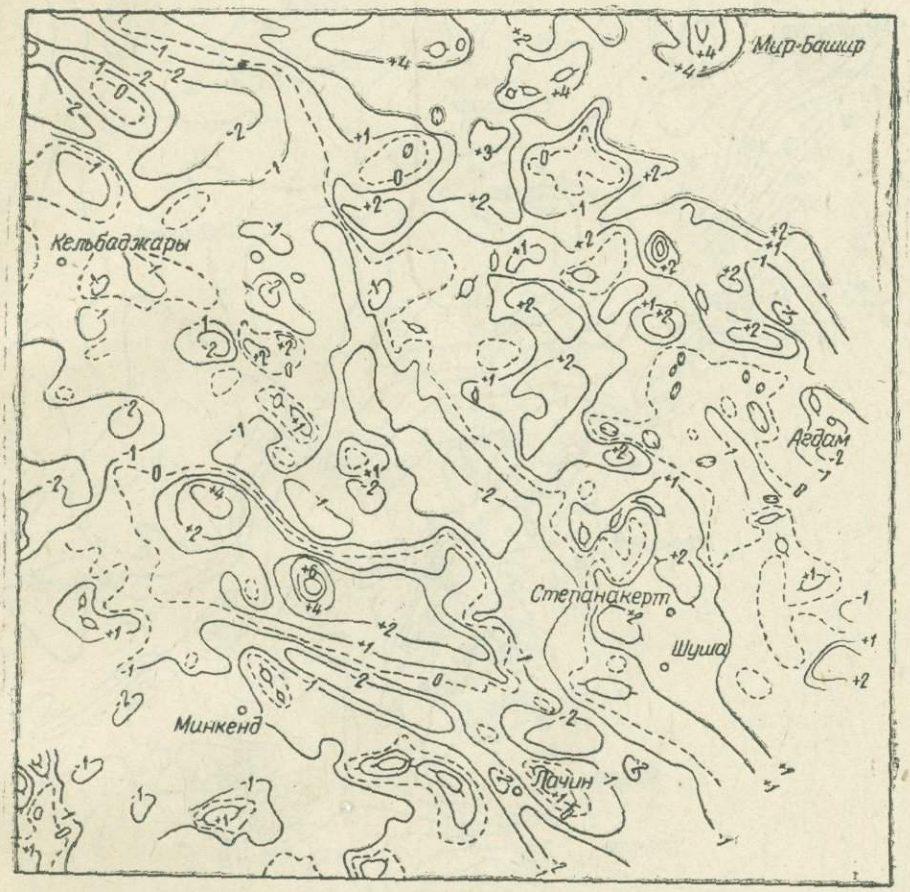


Рис. 86. Карта приращений (аномалий) полной напряженности геомагнитного поля восточной части Малого Кавказа. Измерение производилось на высоте 2000 *м*. Изолинии проведены через 1 *млэрстед* (данные Азгеологоуправления)

Чахырлы-Нариманов ский максимум ориентирован почти широтно, а Предталышский — субмеридионально. На карте регионального поля первого порядка вся Талышская область, включая Предталышскую зону и ее западное продолжение, выделяется интенсивным максимумом, на фоне которого удается оконтурить упомянутые выше два максимума и один минимум — Астраханбазарский. Последний простирается от северо-восточной части Талышского нагорья.

Таким образом, Шамхорский максимум второго порядка, который рассмотрен в качестве предгорного, находит свое продолжение и в Предталышской зоне. Иными словами, Шамхорский максимум, восточная половина Мартунинского максимума, Чахырлы-Нариманов ское и

Предталышское поля являются составными частями одного и того же Предмалокавказского (Шамхор-Талышского) максимума, который узкой полосой простирается от западной границы республики до Каспийского моря.

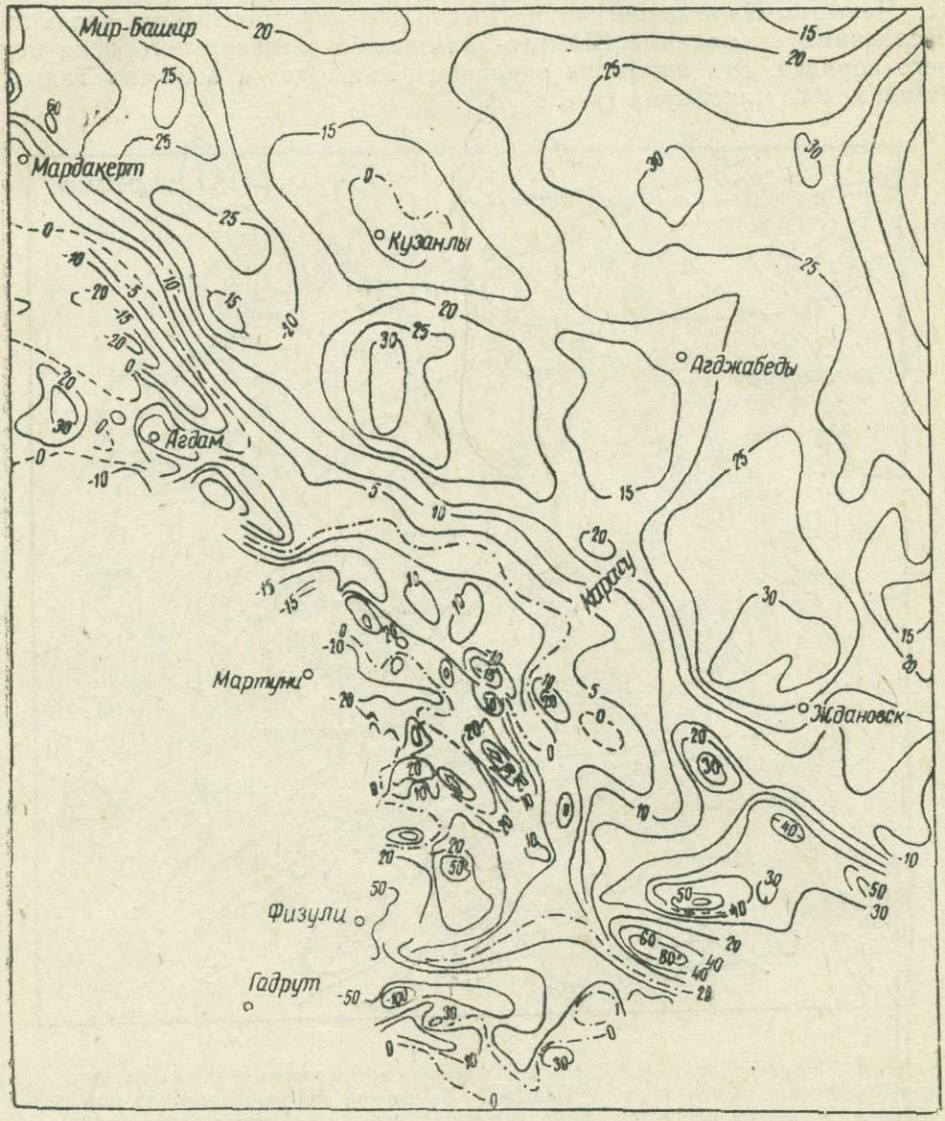


Рис. 87. Карта аномалий вертикальной составляющей геомагнитного поля зоны Мартунинского максимума силы тяжести. Изолинии проведены через 50 *гамм* (данные КМГР)

Характер геомагнитных аномалий в области Шамхор-Талышского максимума (рис. 86, 87 и 90), где верхний осадочный покров залегает моноклинально, свидетельствует о том, что геологическая природа максимумов, расположенных в Предмалокавказской зоне, едина, а именно: они отражают приближение к поверхности пород кристаллического фундамента.

Наиболее приподнятая часть его располагается в зоне Шамхорского выступа, где под 3—4-*км* толщей мезокайнозоя предполагается наличие эопалеозойских пород. В районе Сафаралиева по данным ГСЗ поверх-

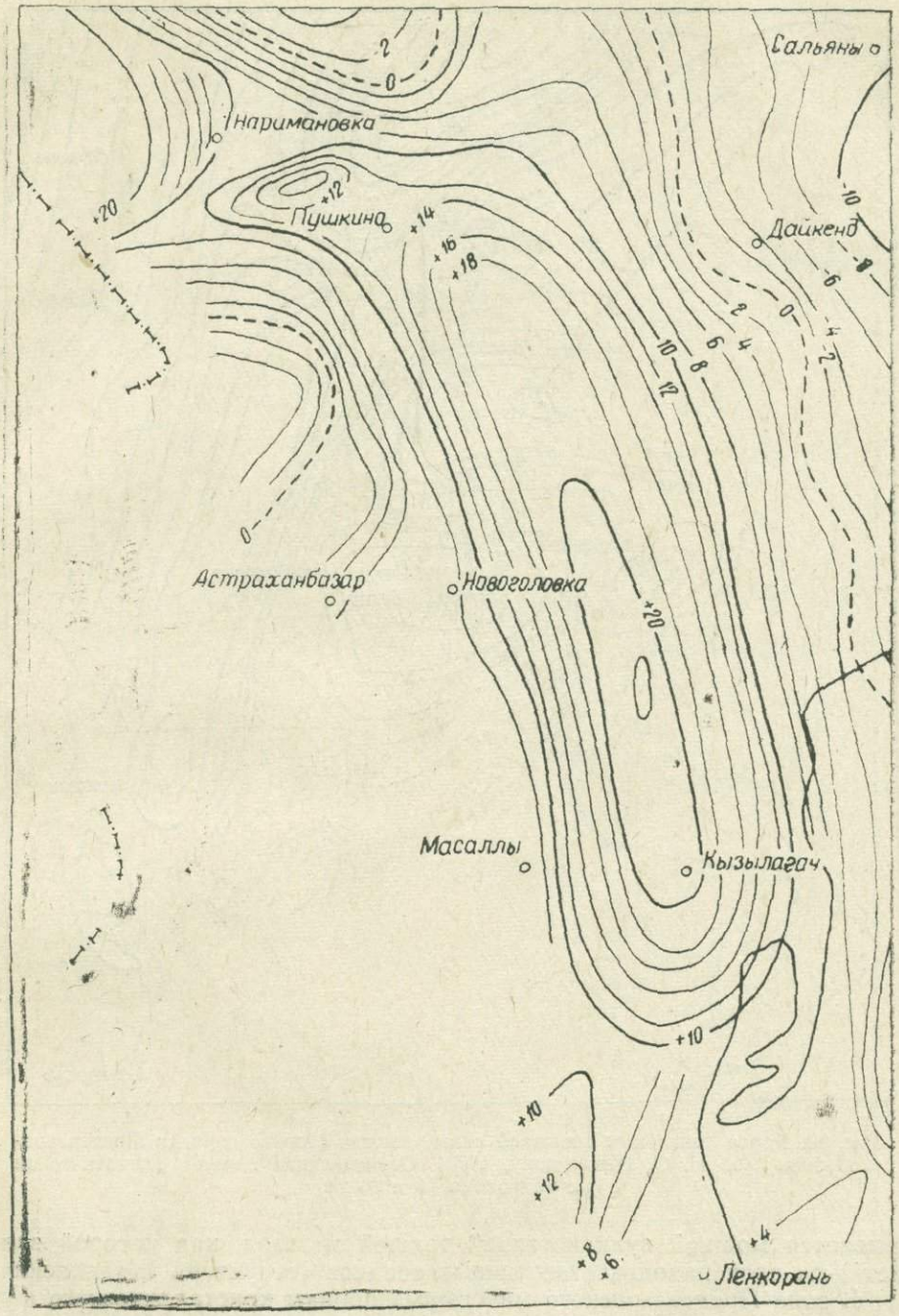


Рис. 88. Карта локальных аномалий силы тяжести второго порядка Предталышской зоны. Осредняющая палетка 45×45 км²

ность кристаллического фундамента находится на глубине около 6 *км* (см. рис. 65). Далее на востоке эта поверхность погружается еще больше и в районе Чахырлы-Наримановского максимума снова поднимается на глубину 5 *км*. Здесь поверхность кристаллического основания по-

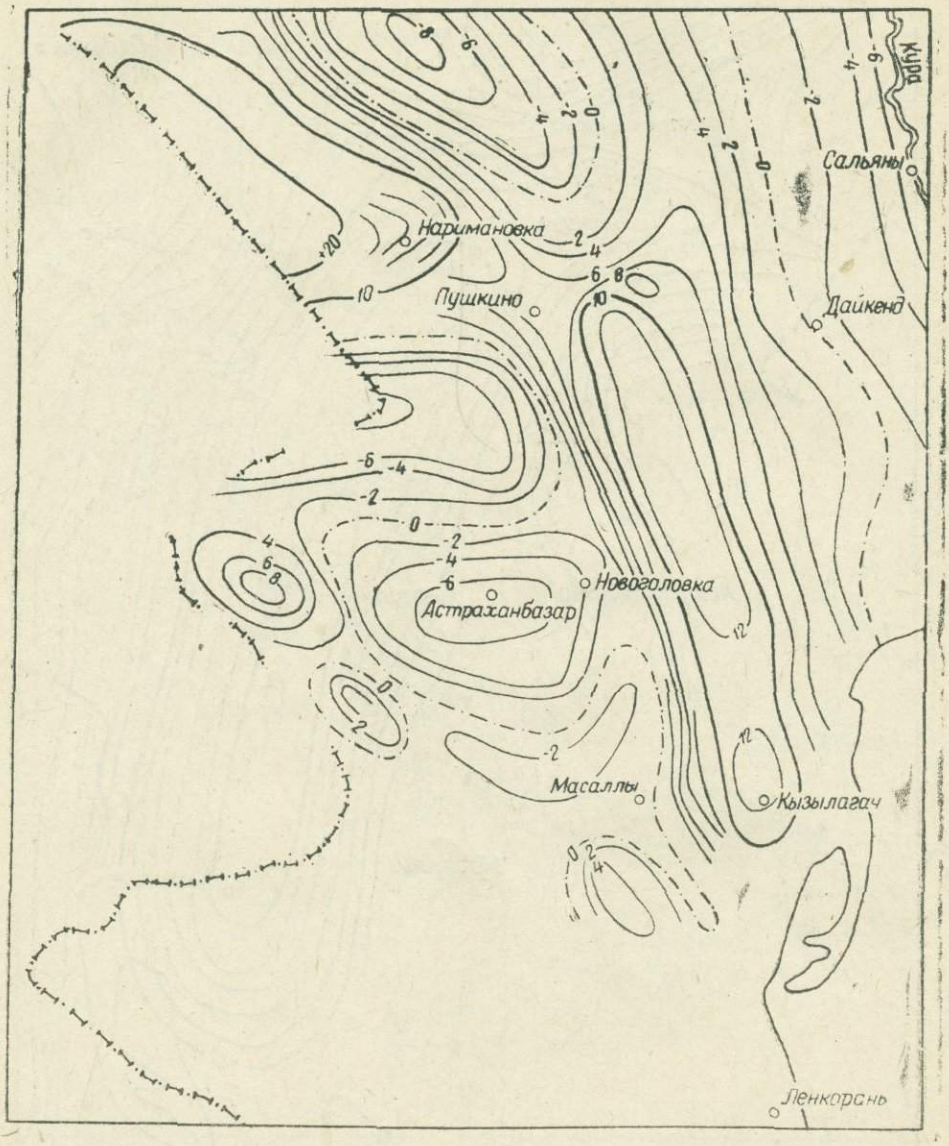


Рис. 89. Карта локальных аномалий силы тяжести второго порядка Предталышской зоны (по И. О. Цимельзону, 1960). Осредняющая палетка эллиптическая с полуосями 15 и 20 *км*

крывается мощной вулканогенной толщей мезозоя, над которой залегает 1-*км* слой плиоценчетвертичных осадков (структура Ждановская).

В зоне Предталышского максимума породы кристаллического фундамента, имеющие плотность 2,75, залегают на глубине не более 6 *км*. К такому выводу можно прийти, если принять среднюю разность между плотностями осадочного комплекса и подстилающих образований в 0,3 и рассматривать аномалеобразующий фактор как цилиндрическое тело бесконечного простирания. Однако главное затруднение заключается

в том, что плотность обнаруженных в разрезе Новоголовской структуры андезито-базальтов и туфогенно-осадочных пород эоцена изменяется в пределах 2,50—2,90, что мешает установить геологическую природу Предталышского максимума.

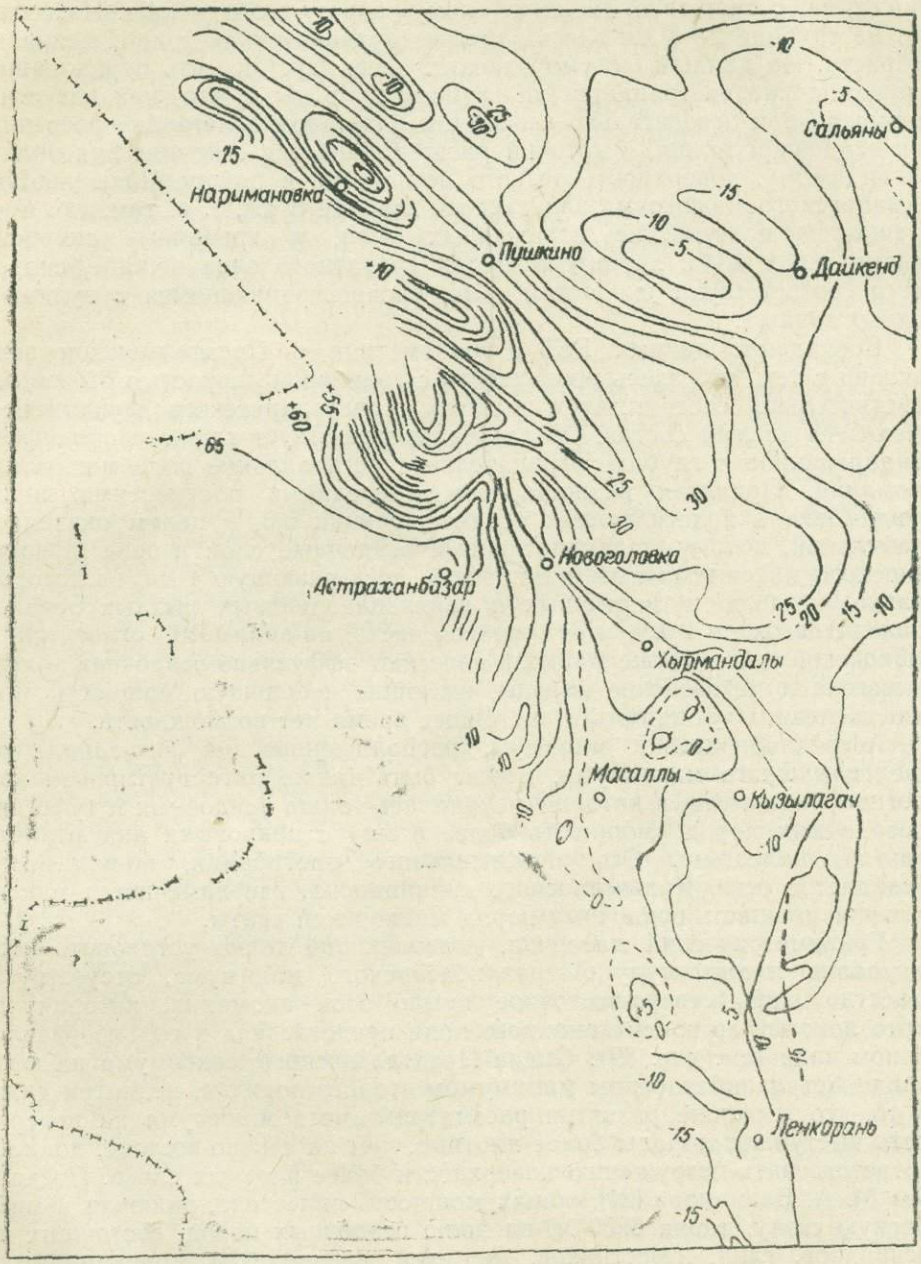


Рис. 90. Карта аномалий вертикальной составляющей геомагнитного поля Предталышской зоны. Изолинии проведены через 50 *гамм* (данные КМГР)

По данным, полученным по профилю ГСЗ № 3, поверхность с граничной скоростью 6,1, 6,2 и 5,7 *км/сек* залегает на глубине 2—3 *км* между пунктами Пушкино и Баграмтапа (соответствует Чахырлы-Нариманов-скому максимуму) и на глубине 7 *км* между пунктами Масаллы и Пушкино.

Пушкино-Масаллинский отрезок этого профиля попадает в зону юго-западного крыла Предталышского максимума и хорошо согласуется с приведенным расчетом, но участок Баграмтапа-Пушкино, где граничная скорость вдоль предполагаемой высоко приподнятой поверхности кристаллического фундамента изменяется в пределах 5,7—6,1 *км/сек*, не соответствует геологическому разрезу этого района. Известно, что на глубине 2—3 *км* здесь залегает вулканогенная толща мелового возраста. По данным сейсморазведки, здесь густая сеть отражающих площадок распространяется на глубину до 6 *км*, а это, как известно, возможно при относительно спокойном пластовом залегании слоев внутри осадочной толщи, в которой распространяется сейсмическая волна. По-видимому, поверхность резкого несогласия в районе Чахырлы-Наримановского максимума залегает на глубине 6 *км*, т. е. там, где прекращается поступление отраженных волн, а граничные скорости сейсмических волн, характерные для гранитного слоя вообще, скорее всего соответствуют скоростям волн, распространяющимся в вулканогенных толщах.

Совпадение данных ГСЗ и гравиметрии в Предталышской зоне связано с тем, что здесь поверхность с граничной скоростью 6,2 *км/сек* действительно соответствует выступу кристаллического фундамента, имеющего кислый состав. Об этом свидетельствует также слабодифференцированное и глубоко отрицательное региональное поле магнитных аномалий. Принятая разность между средними плотностями пород фундамента и подстилающих осадков, равная 0,3, в целом оказалась правильной, потому малоуплотненные осадочные слои в зоне Предталышского максимума имеют мощность, превышающую 4 *км*, из которой только на долю четвертичных и верхнеплиоценовых рыхлых осадков приходится около 2 *км*, а оставшаяся часть, по-видимому, относится, к майкопской свите. Ниже майкопа залегают эффузивно-осадочная толща палеогена и мезозойские породы, имеющие небольшую мощность. Фацию последних установить в настоящее время нет возможности.

Астраханбазарский минимум, расположенный на юго-западе от Предталышского максимума, может быть также интерпретирован как прогиб фундамента, в котором накопилась толща осадочных и туфогенно-осадочных пород (мощность более 8 *км*) с покровами андезито-базальтов, палеогена. Ось максимального прогибания, по-видимому, совпадает с осью Ярдымлинского синклинория, где намечается максимальная мощность осадочных пород майкопской свиты.

Гравиметрический материал, позволяющий точно установить конфигурацию и амплитуду Астраханбазарского минимума, отсутствует. Известно лишь северо-восточное крыло этой аномалии, которая на карте локального гравитационного поля представлена в сильно расчлененном виде (см. рис. 89). Смена Предталышского максимума на юго-западе Астраханбазарским минимумом второго порядка, несмотря даже на то, что в районе развития рассматриваемого минимума на поверхность выступают породы более плотные, чем на северо-востоке, должна соответствовать погружению поверхности более плотных слоев. По данным М. А. Багманова [21], общая мощность палеогена, включая и майкопскую свиту, равна 6200 *м*, на долю осадочных пород, состоящих из песчаников, глин, известняков, мергелей, алевролитов, конгломератов, приходятся 4500 *м*, а на долю туфобрекчий, туфоконгломератов и туфопесчаников—700 *м*. Андезито-базальты составляют оставшуюся (1000 *м*) часть разреза [74, 91]. Исходя из этого, можно найти среднюю плотность пород всего палеогенового разреза. Плотность этих литологических комплексов равна 2,40, 2,60 и 2,90. Умножив эти величины на соответствующие мощности и разделив полученую сумму на общую мощность осадков, получим в среднем 2,50 *г/см*^{3}. Учитывая большую

глубину погружения этих осадков, среднюю плотность принимаем равной 2,60 *г/см*^{3}.

Разность между средними плотностями пород палеогена и кристаллического фундамента, исходя из приведенного выше рассуждения, окажется равной 0,15 *г/см*^{3}. При этом предполагается, что в разрезе Ярдымлинского синклинория участвует весь имеющийся в Талыше комплекс палеогеновых образований. Интерпретируя Астраханбазарский минимум методом подбора, находим, что поверхность кристаллического фундамента залегает на глубине 8 *км*. Следовательно, под отложениями палеогена должна лежать минимум 1500-*м* толща мезозоя, так как для палеогена была взята максимально возможная мощность (6200 *м*).

Наличие кристаллического основания, состоящего наверху из пород преимущественно кислого состава, подтверждается еще тем, что в основании палеогена в астаринской свите Талыша обнаружены слои кварцевых песков [91].

3. ИЗМЕНЕНИЕ УРОВНЯ ПОВЕРХНОСТИ МОХОРОВИЧИЧА, КАК ОСНОВНОЙ ФАКТОР, СОЗДАЮЩИЙ РЕГИОНАЛЬНОЕ ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ МАЛОГО КАВКАЗА

Если для депрессионных областей Азербайджана можно было показать, что региональный отрицательный фон аномалий силы тяжести возник благодаря прогибанию земной коры в третичное время, и гравитационный эффект дефекта масс в неогеновых малоуплотненных слоях полностью компенсирует наблюдаемое поле, то для Малого Кавказа в целом подобное рассуждение неприемлемо. Региональные гравитационные поля первого порядка Малого Кавказа — Шамхор-Талышский максимум и Малокавказский минимум — не могут быть интерпретированы как влияние геологических неоднородностей в верхнем мезокайнозойском разрезе земной коры. К такому выводу легко прийти, если учесть следующее. Плотности мезокайнозойских вулканогенных и интрузивных пород Малого Кавказа резких скачков не имеют. Это не дает нам основания полагать, что даже значительное изменение мощности, скажем, третичной вулканогенной толщи, может создавать региональное поле первого порядка. Структурная и петрографическая неоднородности мезокайнозойского разреза Малого Кавказа отразились в распределении аномалий силы тяжести второго и низшего порядков и магнитных аномалий. Шамхор-Талышский максимум и Малокавказский минимум после вычитания из них региональных аномалий второго порядка, сохраняют свои значения и направления простираний.

Для того, чтобы найти геологическое объяснение региональным аномалиям силы тяжести первого порядка Малого Кавказа, обратимся к данным, освещающим строение глубинного разреза земной коры. Вполне достоверного материала, позволяющего судить о поведении глубинных границ, нет. Имеющиеся в ограниченном количестве определения мощности коры на Малом Кавказе обобщены в работе Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина [75].

По разрозненным единичным определениям, которые не относятся к конкретному пункту, мощность земной коры в северо-восточной части Малого Кавказа (Дашкесан, Кировабадский район) принята равной 50—48 *км*, что соответствует области Шамхор-Талышского максимума. В области же развития Малокавказского минимума мощность коры по этим же данным составляет 50—55 *км*.

По данным ГСЗ, в районе Кировабада мощность коры составляет не 50—48 *км*, а изменяется в пределах 37—46 *км* по материалам обра-

ботки закритических отраженных волн и 36—43 *км* — по материалам обработки преломленных волн. Учитывая, что последние цифры более достоверны, можно считать, что мощность коры в западной части Шамхорского максимума равна в среднем 40 *км*, а к востоку глубина погружения поверхности Мохоровичича увеличивается до 45 *км*. Причем последняя цифра характеризует мощность коры на локальном участке и не может быть отнесена к области Шамхор-Талышского максимума в целом, так как на востоке от Кировабада профиль ГСЗ № 3 простирается уже в области Евлах-Агджабединского минимума.

Приведенные данные ГСЗ относятся к северному склону Малого Кавказа, где предполагается наличие глубинного разлома. Если в районе Шамхор-Талышского максимума толщина коры действительно равна 40 *км*, то предполагаемая глубина погружения поверхности Мохоровичича в центральной части Малокавказского минимума, равная 55 *км*, окажется приемлемой. В этом случае наблюдаемое изменение силы тяжести находит свое объяснение.

Выше было отмечено, что Шамхор-Талышский максимум от Малокавказского минимума отделяется интенсивной гравитационной ступенью. Для определения геологического значения этой ступени, названной *Дилиджан-Лачин-Ардебильской, примем за основу вычисления* формулы гравитационного влияния вертикального уступа [97].

Предварительные данные для расчета будут следующие: разность между средней плотностью гранито-базальтового слоя (2,85) и плотностью подкорового вещества — 0,5; область гравитационного действия ступени — 80 *км;* глубина поднятой части ступени — 40 *км*. Подставляя эти величины в принятую формулу для амплитуды ступени, получаем величину, равную примерно 14 *км* (значение силы тяжести снимается с карты аномалий Буге). Значит, земная кора в области Малокавказского минимума действительно утолщается. Этот вывод сделан в предположении, что подкоровое вещество на близком расстоянии от поверхности Мохоровичича однородно.

Если принять во внимание, что в области этого минимума расположены многочисленные вулканические очаги, действовавшие в течение мезозойского, третичного и четвертичного времени и, возможно, в палеозое (девон), то приходится допустить, что подкоровое вещество здесь не является однородным ни физически, ни петрографически. Характерно, что в центральной части области Малокавказского минимума породы кристаллического фундамента покрыты мощным плащом третичных и четвертичных вулканогенных осадков. Это позволяет допустить, что какая-то часть наблюдаемого минимума может быть связана с неоднородностью подкорового вещества. В этом случае мощность земной коры будет отличаться от вычисленной. Во всяком случае, изменение уровня залегания поверхности Мохоровичича от 40 *км* в области Шамхор-Талышского максимума до 55 *км* в области Малокавказского минимума полностью компенсирует наблюдаемое отрицательное гравитационное поле Малого Кавказа. На долю гравитационного влияния неоднородностей в подкоровом веществе можно оставить незначительную часть наблюденных аномалий Буге. Ввиду большой глубины размещения этих неоднородностей, их влияние на силу тяжести будет незначительным, и при первом приближении им можно пренебречь.

Расположение вдоль Малокавказской гравитационной ступени выходов ультраосновных магматических тел и эпицентров нормальных землетрясений (см. главу IX) позволяет заключить, что здесь действительно проходит глубинный разлом, по которому южное крыло опущено на 10—15 *км*. Ширина полосы гравитационной ступени и соответствующая ей ширина выходов офиолитовой формации свидетельствует о том, что Дилиджан-Лачин-Ардебильский разлом имеет ступенчатый

характер. На юге от этой полосы ступенчатых разломов подошва земной коры описывает дугу, в Нахичеванской области опять обрывается глубинным разломом. Проекция последнего намечается в полосе развития следующей гравитационной ступени, протягивающейся по линии Ереван—Ордубад, по юго-западным склонам Зангезурского и Варданинского хребтов. С этой зоной также связаны многочисленные очаги нормальных землетрясений. На юго-востоке в Ордубадском районе изоаномалы этой ступени с приближением в южной части Зангезурского хребта заворачивают на север и далее оконтуривают область Малокавказского минимума.

Рассматриваемый разлом, судя по поведению изоаномал, возможно, простирается по линии Ленинакан — г. Арагац—Ереван—Егехнадзор — юго-западный склон Зангезурского хребта. Четвертичные вулканические очаги Армении в основном расположены вдоль этой зоны.

Таким образом, по данным гравиметрии устанавливается, что азербайджанская часть Малого Кавказа по строению глубинных частей геологического разреза разделяется на Шамхор-Талышский горст и на Малокавказский грабен, каждый из которых отделен от смежных геоструктурных элементов и друг от друга глубинными разломами, пересекающими всю толщу земной коры.

4. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИСТОРИИ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Тектоника Малого Кавказа и история ее развития по новейшим данным подробно описывается Э. Ш. Шихалибейли (1963—1964 гг.). В данной книге мы остановимся лишь на тех особенностях развития рассматриваемого мегантиклинория, которые вытекают из геологической интерпретации региональных гравитационных аномалий.

Региональный Шамхор-Талышский максимум в северо-западной части (поперечный разрез) охватывает отрезок от Куры до Шахдагского хребта. На всем этом пространстве, по предположению Э. Ш. Шихалибейли, вулканогенные отложения мезозоя (преимущественно среднеюрские) залегают на эопалеозойском основании.

В области развития Малокавказского минимума над сокращенным по мощности мезозоем залегают вулканогенные образования третичного возраста. Ядро Малого Кавказа должно располагаться в осевой зоне Малокавказского минимума, где мощная вулканогенная толща кайнозоя скрывает от нас осевую зону мегантиклинория, которая начала прогибаться тогда, когда произошло общее поднятие Большого Кавказа.

В области развития юго-западного крыла Малокавказского минимума на территории Нахичеванской АССР максимумы второго порядка, названные Садарак-Бадамлы-Ордубадский и Нахичевано-Джульфинский, отражают гравитационное влияние одноименных выступов кристаллического фундамента, а находящийся между этими аномалиями Джагринский минимум соответствует глубокому мезокайнозойскому прогибу. Меловому прогибу соответствует Кельбаджарский минимум.

Шамхор-Талышский предгорный выступ существовал длительное геологическое время. Он размывался в течение всего палеозоя, триаса и нижней юры, что приводило к утонению земной коры.

Интерес представляет установление возраста Малокавказских глубинных разломов. Геологически наиболее явно выраженным разломом земной коры на Малом Кавказе можно считать разлом, протягивающийся в зоне развития офилитовой формации. В зоне этого ступенчатого разлома излияние глубинных масс началось в средней юре и продолжалось до четвертичного времени. Существование разлома в более древних геологических эпохах подтверждается тем, что резкое

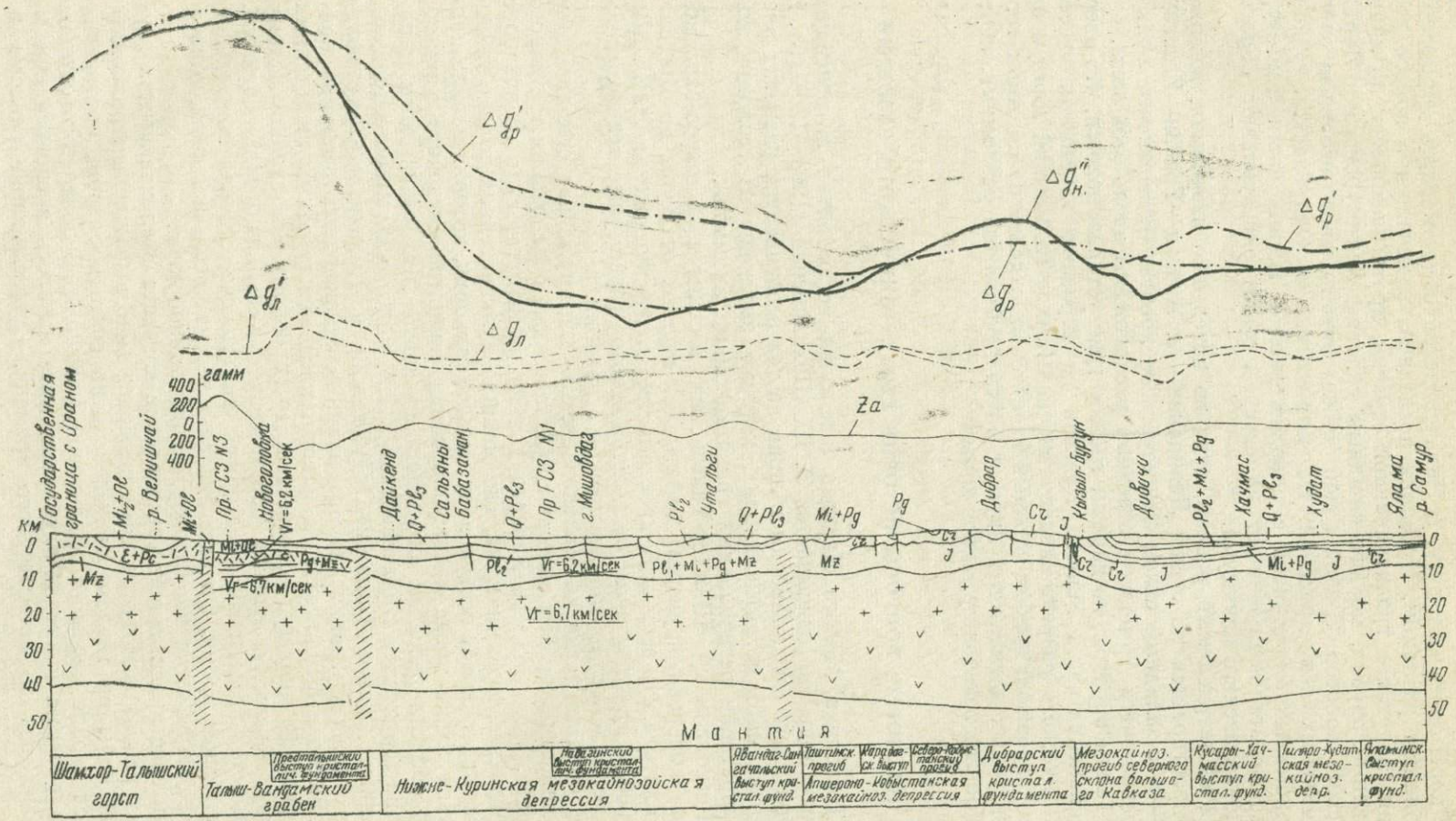


Рис. 91. Геологический разрез земной коры по профилю № 11 (Восточный Азербайджан). Условные обозначения см. на рис. 33 и 37

изменение мощности земной коры, примерно на 15 км, не вызвало значительного увеличения мощности мезокайнозойского разреза в области Малокавказского минимума. Скорее всего движение вдоль этого разлома с большими размахами происходило до мезозоя, чем обусловлена частично большая разность мощности земной коры в центральной части Малого Кавказа и Предмалокавказской области. В нижнепалеозойское время глубинные разломы проявили себя излияниями и внедрениями основной магмы, на что указывают выходы амфиболитов, серпентинитов и габброамфиболитов, являющихся продуктами метаморфизма основных лав и интрузий в Мисханском, Зангезурском поднятиях и в Дзирульском массиве [83].

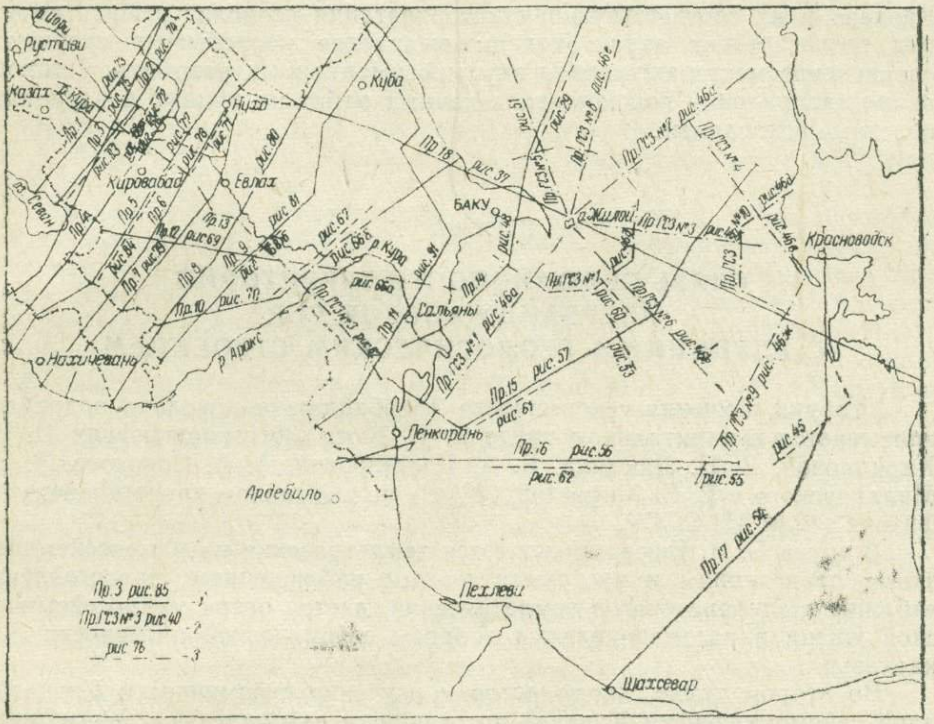


Рис. 92. План расположения профильных разрезов земной коры:
1 — профили геологических разрезов земной коры; *2* — профили ГСЗ; *3* — профили геологические и сейсморазведки МОВ. Над профилями дается нумерация рисунков

Современное глубинное геологическое строение мегантиклинория Малого Кавказа нашло свое отражение в профильных разрезах, представленных на рис. 69, 73—82, которые являются результатами интерпретации геофизических материалов. Эти профили пересекают все геотектонические элементы Азербайджана. Направление трех профилей (см. рис. 69, 82 и 91) совпадает с линией профилей ГСЗ № 1, 2 и 3 (см. рис. 65, 66).

Вопросы геологической интерпретации гравитационных аномалий Малого Кавказа требуют специальной исследовательской работы, при которой необходимо учесть разрозненность параметрических данных и неравномерность распределения пунктов геофизических наблюдений, и дополнить их новыми измерениями. Конфигурация выделенных на карте локальных аномалийных полей после получения дополнительных материалов, возможно, потерпит существенное изменение. Видимое соответствие аномалий силы тяжести второго порядка поверхностным геологическим элементам не является повсеместным. Направление про-

стирания аномалий иной раз не согласуется с направлениями структур, и не всегда кислые магматические тела отражаются локальными минимумами, или наоборот, не всегда выходы ультраосновных интрузий дают локальные максимумы, что, возможно, связано с редкой сетью маршрутных гравимагнитных пересечений. Все эти вопросы необходимо тщательно рассмотреть.

При детальной геологической интерпретации геофизических полей Малого Кавказа особое значение приобретает изучение и анализ геомагнитного поля: пересчеты магнитных аномалий на различные уровни, внесение поправок в наблюденные значения вертикальной составляющей геомагнитного поля за топографию (с учетом геологического разреза) и др. Такое детальное изучение геофизических полей Малого Кавказа и их соответствующая интерпретация позволят решить целый ряд геологических задач, как-то: выявление погребенных структур, определение местонахождения внутриформационных разрывов, установление направления поисково-разведочных работ на рудные и нерудные полезные ископаемые.

ГЛАВА X

СВЯЗЬ СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР С ГЛУБИННЫМ ГЕОЛОГИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ

История изучения сейсмичности Азербайджана довольно подробно описывается в капитальном труде Е. И. Бюса [30], монографиях И. В. Кирилловой, Е. Н. Люстиха, В. А. Растворовой, А. А. Сорского, Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина [52, 75], и в коллективном труде Института физики земли АН СССР.

В труде Е. И. Бюса описываются землетрясения по микросейсмическим определениям и инструментальным наблюдениям; представлены таблицы о глубине очагов землетрясений, дается очерк макросейсмической жизни и рассматриваются вопросы сейсмической активности Закавказья.

Во втором труде, кроме истории изучения сейсмичности Кавказа, дана сейсмогеография Кавказа по основным сейсмическим зонам, анализируется характер распределения сейсмической активности и приводятся некоторые новые данные о строении земной коры; сопоставляются материалы тектоники и сейсмичности Кавказа, анализируются геологические критерии сейсмичности. Эти работы выполнены И. В. Кирилловой и А. А. Сорским.

Описание сейсмичности и выводы по сейсмотектонике Азербайджана, сделанные автором этой книги, в значительной степени опираются на сейсмостатистические и инструментальные материалы, собранные и обобщенные в свое время И. В. Мушкетовым, В. Н. Вебером, А. И. Михалевским, Н. В. Малиновским, В. А. Варданянцем, Г. П. Горшковым, Е. И. Бюсом, В. В. Белоусовым, А. Д. Цхакая, В. П. Кузнецовым, Т. М. Лебедевой, З. З. Султановой, А. Я. Левицкой, Ф. С. Султановым и др.

При изучении глубинного геологического строения и современной истории геотектонического развития Азербайджана по данным сейсмологии в основном принимаются во внимание записи землетрясений, полученные за последние 12 лет, и материалы экспедиционных инструментальных исследований сейсмичности южного склона Большого Кавказа и его юго-восточного окончания. Такое ограничение связано с тем,

что в Азербайджане сеть сейсмических станций начала функционировать лишь с 1950 г. С этого времени сейсмические станции, установленные в городах Шемаха, Ленкорань, Кировабад и Нахичевань, совместно с Бакинской станцией регулярно начали давать материалы о сейсмичности территории республики. До этого периода землетрясения в Азербайджане фиксировались лишь Бакинской и Тбилисской станциями и эпицентры ощутимых нормальных землетрясений определялись по записям сейсмических станций, действующих за пределами Азербайджанской ССР, что мешало точно определить их координаты.

Инструментальные исследования сейсмичности отдельных сейсмоактивных областей Азербайджана были начаты в 1951 г. в Шемахинском районе. К 1953 г. число временных сейсмических станций, проводящих круглосуточные наблюдения за сейсмичностью Шемахинского района, составило 10. Экспедиционная работа проводилась силами сейсмического отряда ГЕОФИАН и сейсмической экспедицией Института физики и математики АН Азербайджанской ССР. В этих исследованиях принимали участие В. П. Кузнецов, И. Л. Нерсесов, Д. А. Харин, Е. А. Коридалин, К. Ш. Исламов и др. Научным руководителем экспедиции был В. В. Белоусов.

В дальнейшем исследованию были подвергнуты Нуха-Варташенская зона южного склона Большого Кавказа, Апшеронский полуостров, острова в Каспийском море, Кобыстан и Кировабад-Мингечаурская зона. В настоящее время инструментальные исследования сейсмичности на юго-восточном окончании Большого Кавказа и в Кировабад-Мингечаурской зоне продолжаются. Научное руководство сейсмическими экспедициями осуществляется В. П. Кузнецовым и К. Ш. Исламовым. Количество сейсмических станций на Апшероне в 1961 г. достигло семи. Эти станции располагались в селах: Кергез, Джорат, Нардаран, в поселках: Коби, Карачухур, Насосный и на о. Жилом. Сейсмические станции Мингечаурской экспедиции были организованы в селах Беюкдахня, Халдан и в г. Мингечаур. К обработке материалов были привлечены также записи землетрясений, произведенные на сейсмических станциях «Баку» и «Кировабад».

Основной целью экспедиционных инструментальных исследований сейсмичности временными и передвижными станциями было детальное изучение современной сейсмоактивности отдельных регионов в связи с их сейсморайонированием и микросейсморайонированием.

Схема расположения сейсмических станций, установленных на территории Азербайджана, дается на рис. 93.

По макросейсмическим данным в Азербайджане удается выделить несколько областей, претерпевших разрушительное землетрясение. Из них сейсмически более активной является Шемахинская [20], находящаяся на южном склоне Большого Кавказа. Первые сведения о сильном землетрясении в этой области относятся к 1192 г. [30]. Более достоверные сведения о Шемахинских разрушительных землетрясениях известны, начиная с 1667 г. В настоящее время продолжающаяся повышенная сейсмическая активность Шемахинской области привлекает внимание исследователей. Экспедиционные исследования сейсмичности южного склона и юго-восточного окончания Большого Кавказа за 1951—1953 гг. позволили выяснить характер проявления местных землетрясений и глубину их очагов. Авторами отчетов о результатах экспедиционных работ по изучению сейсмичности Нуха-Закатальского, Шемаха-Варташенского районов, Апшеронского полуострова Кировабад-Мингечаурской зоны (1953—1964 гг.) являются А. А. Сорский, В. В. Белоусов, Е. А. Коридалин, В. П. Кузнецов, К. Ш. Исламов и др.

Сейсмическая активность южного склона и юго-восточного окончания Большого Кавказа и геологические особенности этих областей

позволяют рассматривать их в качестве единого, тектонически наиболее подвижного пояса внутри азербайджанской части Кавказской геосинклинали.

Описывая сейсмичность Шемахинской зоны по макросейсмическим и инструментальным данным, А. М. Багдасарова, Н. В. Кузьмина и В. С. Ненилина [20] представляют сводку не только по землетрясениям, происходившим в районе Шемахи и его окрестностей, но и включают сюда почти все известные к тому времени данные о подземных толчках в азербайджанской части южного склона Большого Кавказа.



Рис. 93. Схема расположения сейсмических станций Азербайджана:
1 — стационарные станции Единой сейсмической службы СССР; *2* — временные (региональные) станции ныне действующие (*а*), действовавшие в прошлом (*б*)

Помимо сильных землетрясений на южном склоне Большого Кавказа происходили и происходят в настоящее время многочисленные слабые подземные толчки, которые не регистрируются дальними сейсмическими станциями. Экспедиционные исследования показали, что за 1953 г. на южном склоне Большого Кавказа произошло 213 землетрясений, из них 191 ощутимое. На Апшеронском полуострове за 1 год происходило в среднем по 30 землетрясений. Сейсмическая станция о. Жилого за 4 года своего существования зарегистрировала 110 землетрясений местного характера с разностью времен между первыми вступлениями продольной и поперечной составляющих прямой сейсмической волны до 7 сек.

Местные землетрясения отмечались и станциями единой сейсмической службы АН СССР. Кировабадская станция за 1962 г. зарегистрировала 103 местных толчка. Подобные землетрясения фиксировались региональными сейсмическими станциями г. Мингечаура и его окрестностей, сс. Дахна и Халдан. За 5 месяцев работы этих станций в Мингечаурском районе были определены 15 эпицентров местных землетрясений. О сейсмичности юго-восточного окончания Большого Кавказа и его северного склона можно судить по записям сейсмических станций:

Сумгаит, Насосная, Ахты, Конахкенд. Эти станции были расположены вблизи северного склона Большого Кавказа и отмечали в основном тектонические подвижки, происходящие в геологических структурах этой зоны.

Результаты изучения сейсмичности в виде карты расположения эпицентров, представлены на рис. 94. Здесь в основном нанесены эпицентры ощутимых землетрясений, которые происходили с 1950 г. по 1962 г. и вошли в Бюллетень сети единой сейсмической службы СССР.

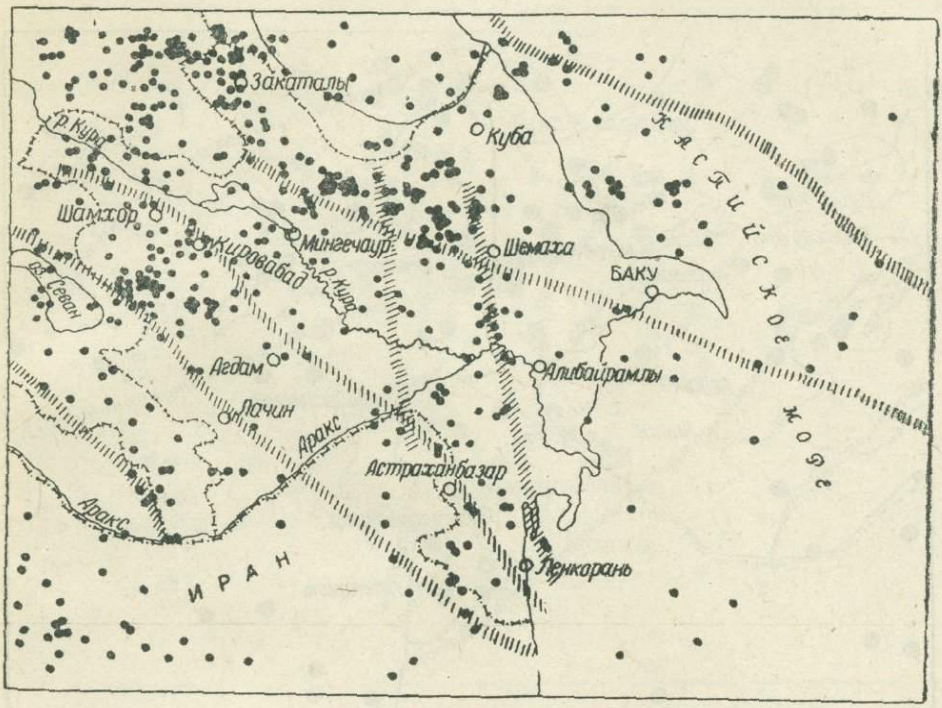


Рис. 94. Расположение эпицентров землетрясений за 1950—1962 гг., отмеченных более чем тремя кавказскими сейсмологическими станциями Единой сейсмической службы СССР

Землетрясения, отмеченные менее чем тремя станциями, на этой карте не показаны. Они многочисленны и относятся к слабым толчкам. Большинство эпицентров на этой схеме определено по данным удаленных станций. Точность определения координат эпицентров азербайджанских землетрясений специально не изучена. Повторное вычисление координат эпицентров по записям близких станций (Ш. С. Рагимов, 1963 г.) показало, что в большинстве случаев эти координаты определены не очень точно. Об этом говорят также сопоставления результатов определения координат эпицентров ощутимых землетрясений по макросейсмическим данным и по записям удаленных сейсмических станций.

Причина неувязок заключается вероятнее всего в применяемых для этих целей годографах сейсмических волн. При определении координат кавказских землетрясений обычно используют годограф А. Я. Левицкой и Т. М. Лебедевой [66]. Этот годограф, составленный по записям многочисленных землетрясений, представляет собой осредненную скоростную характеристику без учета геологических особенностей местности. Но, как показывают данные ГСЗ, средние скорости сейсмических волн в толще земной коры Азербайджана заметно меняются при переходе от одной геологической зоны к другой.

Кроме того, в широких пределах изменяются и граничные скорости головных волн, преломленных из различных границ перехода. Например, скорость волны, распространяющейся по поверхности гранитного слоя в Куринской межгорной впадине и Южнокаспийской депрессии, изменяется в пределах 5,7—6,3 *км/сек*, а по поверхности базальтового слоя — в пределах 6,4—6,8 *км/сек*.

И, наконец, не менее важным является еще то обстоятельство, что эти поверхности в Азербайджане резко изменяют свои уровни залегания.

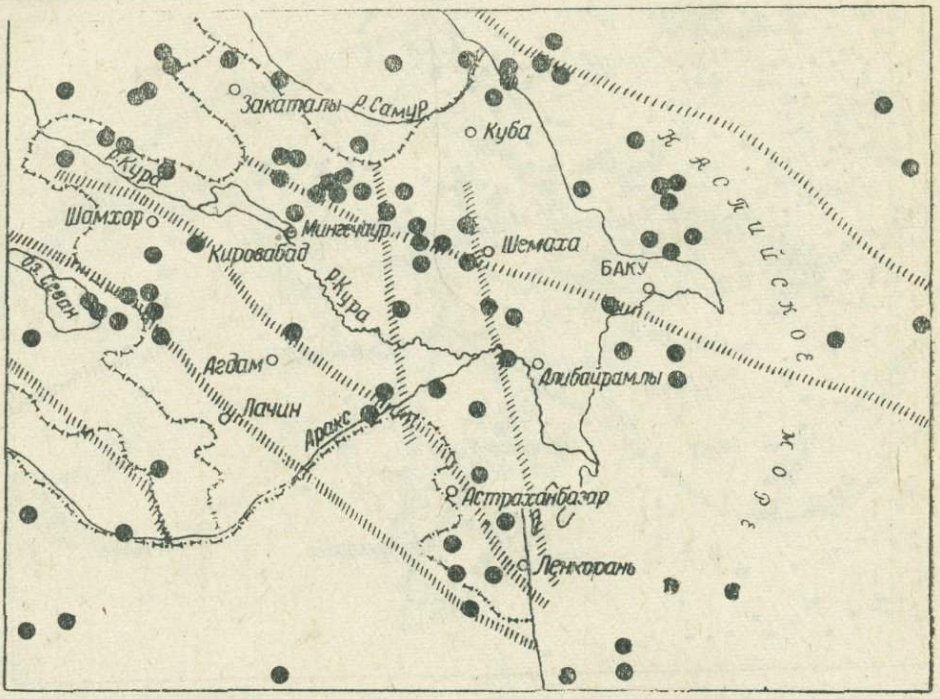


Рис. 95. Расположение эпицентров нормальных землетрясений за 1950—1963 гг., отмеченных сейсмическими станциями, находящимися на расстоянии более 1000 *км* от эпицентра

Несостоятельность годографа кавказских землетрясений для определения эпицентров землетрясений на юго-восточном Кавказе была доказана В. П. Кузнецовым на основе собранного им экспедиционного материала [59]. Годографы местных землетрясений, составленные В. П. Кузнецовым [61] и И. П. Нерсесовым [57], служат лишь для определения эпицентрального расстояния на южном склоне Большого Кавказа, а для остальной территории республики до настоящего времени надежного годографа не имеется. Отсюда ясно, что координаты эпицентров азербайджанских землетрясений в подавляющем большинстве определены со значительными ошибками. Несмотря на это, на карте приведенных эпицентров (см. рис. 94) намечается несколько зон, характеризующихся заметной густотой расположения проекций очагов. Разрушительные землетрясения, эпицентры которых определяются достаточно точно, как правило, возникают там, где имеется интенсивная региональная гравитационная ступень.

На рис. 95 представлена схема расположения эпицентров наиболее сильных и разрушительных землетрясений, происходивших за период 1950—1963 гг. На выбранной площади схемы количество таких землетрясений составляет 90. Эти землетрясения относятся к категории нор-

мальных. Под нормальными землетрясениями в условиях Азербайджана понимаются такие, при которых:

1) подземный толчок фиксируется на удаленных от эпицентра сейсмических станциях на расстояние более 1000 км;

2) колебание почвы ощущается в населенных пунктах, расположенных вокруг эпицентра на обширной территории;

3) очаги подземного толчка располагаются в кристаллической толще земной коры, или около ее нижней границы в мантии. Следует отме-

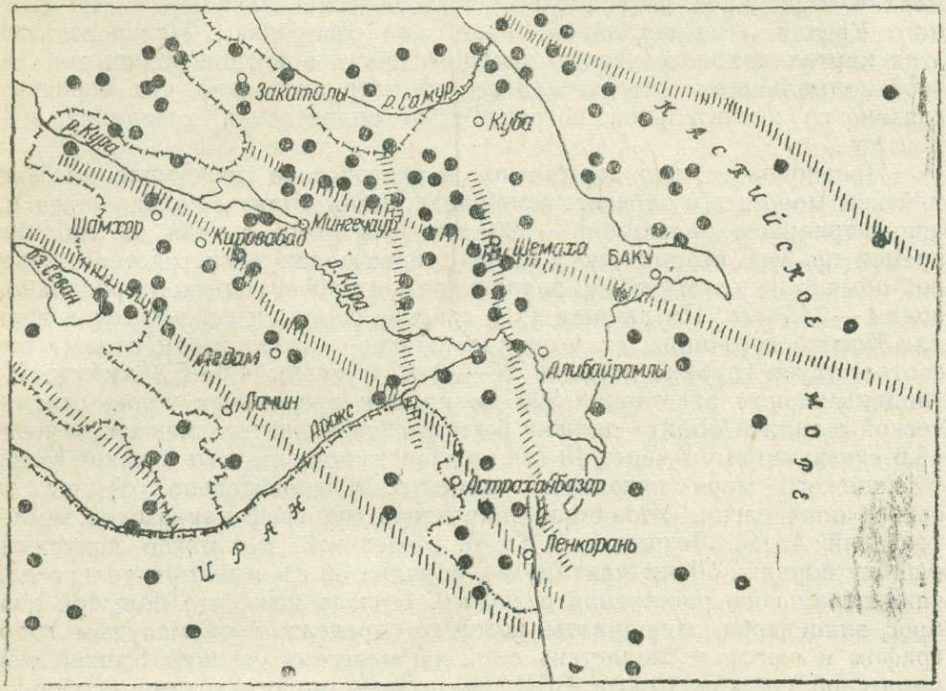


Рис. 96. Расположение эпицентров нормальных ощутимых землетрясений. Отмечены на сейсмических станциях, находящихся на расстоянии более 1000 км от эпицентра (1900—1963 гг.)

тить, что до настоящего времени на территории Азербайджана не известны землетрясения, которые можно было бы отнести к категории глубокофокусных.

Азербайджанские нормальные землетрясения имеют разные порядки разрушительной силы и поэтому степень причиненного вреда не может являться критерием классификации землетрясений. В одних случаях нормальные землетрясения вызывают заметные разрушения и фиксируются на дальних расстояниях, в других случаях, хотя они отмечаются на записях удаленных сейсмических станций, не вызывают никаких разрушений. Это свидетельствует об изменчивости глубины очагов этих землетрясений и силы их проявления в очаге.

Схема расположения нормальных землетрясений, происходящих за 1900—1963 гг., приводится на рис. 96.

Как видно из рис. 95 и 96, эпицентры нормальных землетрясений, казалось бы, располагаются беспорядочно. Однако, если внимательно посмотреть на эти схемы, то заметим, что эпицентры землетрясений в Восточном Азербайджане сгушаются вдоль меридиональной полосы от Бабадагской зоны Большого Кавказа через Шемаху, Ахсу, Кюрдамир, Сальяны до горного Талыша. Несколько эпицентров находится и на

продолжении этой полосы — на территории Ирана. Нет эпицентров в платформенной части среднего Каспия, в юго-восточной части Южного Каспия, где расположен срединный массив Година. Сравнительно редкие пункты землетрясения отмечены в области развития Мегри-Ордубадского плутона, состоящего из выступа третичных гранитоидов. Эпицентры изобилуют на южном склоне Большого Кавказа, в полосе развития офиолитовой формации, и на северо-восточном склоне Малого Кавказа. Переходная зона от эпигерцинской платформы к Предкавказскому прогибу также характеризуется повышенной сейсмичностью. Редкие беспорядочные эпицентры встречаются в западной части Южного Каспия и на остальной территории республики. Проследить на этих картах наиболее четкую закономерность в расположении эпицентров нормальных землетрясений все же затруднительно, что, вероятно, связано со значительной погрешностью определения координат эпицентров.

Предположим, что нормальное землетрясение произошло на Каспийском море и его зарегистрировала станция «Баку», находящаяся на эпицентральном расстоянии — 200 *км*. Для этого случая из таблицы времен пробега сейсмических волн от кавказских землетрясений, которой обычно пользуются [66], находим время пробега прямой продольной волны — 34,7 *сек*. По данным ГСЗ средние скорости сейсмических волн для Каспийского моря, если очаг находится в базальтовом слое (а это соответствует глубине порядка 25—30 *км*), равны 4,6—5,3 *км/сек*. На эпицентральном расстоянии 200 *км* прямая продольная волна сейсмической станцией «Баку» должна была регистрироваться максимум через 45,6 *сек* и минимум через 40 *сек*, в зависимости от того в какой части Каспийского моря находится эпицентр. Следовательно, приняв за основу определения координат эпицентров годограф кавказских землетрясений А. Я. Левицкой и Т. М. Лебедевой, мы могли допустить ошибку порядка 50 *км* максимум и порядка 30 *км* минимум только для эпицентрального расстояния в 200 *км*. Отсюда ясно, что большой разброс эпицентров, координаты которых определены упомянутым годографом и вошли в Бюллетень сети сейсмических станций Единой сейсмической службы Союза ССР, не вызван геологическими особенностями разрезов земной коры в Азербайджане.

Если бы удалось достаточно детально учесть изменения скоростей распространения сейсмических волн в Азербайджане, то все эпицентры нормальных землетрясений локализовались бы вдоль определенных зон. Для того, чтобы убедиться в этом, приведем еще одну схему, где нанесены эпицентры разрушительных землетрясений, определенные по макросейсмическим данным. В этом случае ошибки в определении эпицентров существующими методами по записям сейсмических волн исключаются, так как территория Азербайджана густо населена эти ошибки не будут выходить за пределы того района или населенного пункта, где землетрясение ощущалось с максимальной силой.

Макросейсмическое описание последствий азербайджанских землетрясений до 1902 г. носило отрывочный характер. Кроме того, следует учесть, что трудно установить к какому типу относятся ранние землетрясения, так как разрушение построек могло случиться также от землетрясений, связанных с тектоническими подвижками в слоях, слагающих верхнюю часть геологического разреза.

Ниже, по литературным данным, дается краткая макросейсмическая характеристика разрушительных землетрясений, происходивших на территории Азербайджана за период 1902—1963 гг.

1. Шемахинское землетрясение 13 февраля 1902 г. Оно ощущалось почти по всему Азербайджану. Эпицентр находился на южном склоне Большого Кавказе. Помимо этого случая, известны еще несколько под-

земных толчков в этом районе, происходивших в последующие годы, которые можно отнести к нормальным землетрясениям.

2. Кюрдамирское слабое землетрясение 26 октября 1902 г. Оно ощущалось в Геокчае, Шуше, Шемахе. Этот слабый подземный толчок на довольно большой территории относят к нормальным землетрясениям. Эпицентр расположен в полосе развития Куткашен-Чахырлинской гравитационной ступени.

3. Нухинское землетрясение 2 ноября 1903 г. Подземные толчки имели СЗ—ЮВ направление. Ощущалось землетрясение в Шуше, Тифлисе и других районах. В эпицентральной зоне наблюдались лишь легкие повреждения в высоких постройках. Слабое проявление (по-видимому, 6-балльное) и широкая область ощущаемости этого землетрясения позволяют отнести его к нормальному типу. Область проявления — южный склон Большого Кавказа.

4. Землетрясение в Нижне-Куринской области 4 декабря 1910 г. Оно вызвало повреждение домов в Кюрдамире, Ванке, Ленкорани. Незначительные повреждения потерпели здания Шемахи, Шуши и других далеких населенных пунктов. Землетрясение нормальное. Очаг расположен в полосе Куткашен-Чахырлинской гравитационной ступени.

5. 8 июня 1911 г. землетрясение вызвало панику в Баку. По Каспийскому побережью Северного Азербайджана, на Апшероне и о. Жилом наблюдались легкие повреждения в домах. Ощущались колебания почвы в Шемахе, Дербенте, Тифлисе, Ленкорани, Красноводске и др. Эпицентр этого нормального землетрясения находится в средней части Каспийского моря, в полосе перехода от эпигерцинской платформы к Предкавказской депрессии, где простирается интенсивная Махачкала-Красноводская гравитационная ступень.

6. Землетрясение в Ленкоранском уезде 16 апреля 1913 г. Разрушение произошло в населенных пунктах: Привольное, Пришиб, Покровка, Белясувар, Ленкорань. Колебание почвы ощущалось в Сальянах, Астаре, Кызылагаче, Шемахе, Ванке. Эпицентр расположен в Предталышской зоне. Эпицентральная область вытянута в ССЗ—ЮЮВ направлении и охватывает широкую территорию.

7. 14 мая 1916 г. землетрясения ощущались в пунктах Покровское, Пришиб, Карягино, Кюрдамир, Шемаха, Уджары, Астара и др. Предполагаемый эпицентр находился в Пришибе (Предталышская зона). Землетрясение фактически ощущалось во всех населенных пунктах, расположенных в Кура-Араксинской низменности. Колебание почвы наблюдалось в предгорных районах Азербайджана. Наличие широкой эпицентральной области и слабая разрушительная сила этого землетрясения свидетельствуют о нормальном его характере.

8. Дилиджанское землетрясение 28 октября 1916 г. Легкие повреждения построек в Дилиджане, Араздаяне, Кульпах, Эривани, Сардабаде. Колебание почвы наблюдалось во многих районах Малого Кавказа. Землетрясение нормальное. Эпицентр расположен в полосе Дилиджан-Лачин-Ардабильской гравитационной ступени.

9. 19 февраля 1924 г. землетрясение охватило весь Карабах, нижнее течение рек Куры и Талыш. Разрушительное действие подземного толчка наблюдалось в населенных пунктах Ленкорань, Сальяны, Шуша, Степанакерт, Гадрут, Карягино, Ванк, Аджикабул, Алибайрамлы, о. Сара, Белясувар, Ардебиль. Вероятный эпицентр — между населенными пунктами Ардебиль и Белясувар. Этот участок находится в полосе развития гравитационной ступени Дилиджан-Лачин-Ардебиль.

10. 14 мая 1927 г. Землетрясение сильнее всего ощущалось в Казахском районе. Колебание почвы произошло в Зурнабаде, Сагаредже, Дилиджане, Сигнахе, Шемахе, Нухе, Белоканах, Шамхоре, Кировакане и др. Эпицентр находится в окрестностях Казаха, так как максимальное

сотрясение проявилось в деревне Бадакенд, где было разрушено 20 домов. Этот участок совпадает с зоной предмалокавказской гравитационной ступени.

11. 29 октября 1927 г. Достаточно полных сведений по этому землетрясению не имеется. Повреждения в домах отмечены в Ленкорани и Нухе. Колебание почвы наблюдалось в Пришибе и Астаре. Эпицентр остался неизвестен.

12. 22 февраля 1929 г. Землетрясение вызвало незначительные повреждения в районе Зурнабад. Возможный эпицентр находится на юге от Зурнабада. Подземный толчок ощущался в Дилиджане и Тбилиси. Область максимального сотрясения совпадает с зоной гравитационной ступени Дилиджан-Лачин-Ардебиль.

13. 24 декабря 1929 г. Землетрясение особенно сильно ощущалось в северной прибрежной части Азербайджана — от Дербента до Баку. Разрушения имелись на ст. Зорат, в с. Хизы. Эпицентр этого землетрясения находится в море, о чем свидетельствует характер плейстосейстовой области. Эпицентр попадает в зону Махачкала-Красноводской гравитационной ступени.

14. 29 октября 1934 г. Землетрясение вызвало повреждение в Сабирабаде и Степанакерте. Подземный толчок ощущался во многих районах Кура-Араксинской низменности и в предгорных зонах Большого и Малого Кавказа. Эпицентр находится в полосе предмалокавказской гравитационной ступени.

15. 2 сентября 1936 г. Разрушительное землетрясение на участке между Закаталами и Белоканами. Наблюдались значительные повреждения в домах. Землетрясения повторялись неоднократно. Подземный толчок ощущался во многих соседних районах Азербайджана и Грузии. Эпицентр находится на южном склоне Большого Кавказа.

16. 2 сентября 1936 г. Землетрясение сильнее всего ощущалось в Иджеване. Разрушений не было. Проявления этого подземного толчка на поверхности характерны для нормальных землетрясений. Подобные толчки в этом районе происходили 2 мая 1937 г., 4 августа 1936 г., 9 апреля 1935 г. Эпицентры этих толчков находятся в полосе развития офиолитовой формации Малого Кавказа (Дилиджан-Лачин-Ардебильская гравитационная ступень).

17. 1 декабря 1938 г. Сильнее всего это землетрясение проявилось в Кировабаде, Ханларе, Евлахе, Дашкесане, Аджикенде, Агдаше, Гераньбое, где наблюдались разрушения и паника. Во всех населенных пунктах, расположенных по северо-восточному склону Малого Кавказа, наблюдалось колебание почвы, которое местами вызвало повреждение в домах. Эпицентральная область этого толчка вытянута вдоль северо-восточного склона Малого Кавказа, где простирается предмалокавказская гравитационная ступень. Эпицентр вероятнее всего находится между Кировабадом и Евлахом.

18. 17 мая 1942 г. Землетрясение ощущалось в населенных пунктах Сабирабад, Кюрдамир, Карадонлы, Белясувар, Агджабеды. Максимальной силы землетрясение достигло в Карадонлах и Сабирабаде. Эпицентр находится между этими населенными пунктами. Эпицентр совпадает с зоной сопряжения Куткашен-Чахырлинской и Предмалокавказской гравитационных ступеней.

19. 19 сентября 1942 г. Землетрясение вызвало разрушение в Аджикенде, Кировабаде, Ханларе. Колебание почвы наблюдалось во всех населенных пунктах северо-восточного склона Малого Кавказа — от Тбилиси до Шуши. Эпицентр находится в Кировабадском районе и совпадает с зоной развития предмалокавказской гравитационной ступени.

20. 11 августа 1945 г. Землетрясение вызвало панику в Дилиджане и Красносельске. Слабо ощущалось оно в Арзни, Казахе, Кировакане, Тбилиси. Эпицентр расположен между первыми населенными пунктами. Этот район находится в полосе развития Малокавказской офиолитовой формации.

21. 7 августа 1950 г. Землетрясение с максимальной силой проявилось между Тбилиси и Акстафой. Ощущалось в Еревани, Ленинакане, Закаталах, Красносельске, Геокчае и во многих других окрестных районах. Эпицентр, возможно, находится между Тбилиси и Акстафой, где простирается Предмалокавказская гравитационная ступень.

22. 2 сентября 1953 г. Землетрясение вызвало разрушение в Варташенском районе. Нормальный характер этого землетрясения определяется тем, что оно записано сейсмическими станциями, удаленными от эпицентра на расстояние более 4500 км. Эпицентр располагается на южном склоне Большого Кавказа.

23. 30 октября 1954 г. Разрушительные последствия этого землетрясения отмечались в Кельбаджарском районе. Подземный толчок зафиксирован многими станциями Союза. Эпицентр расположен в зоне развития Малокавказской офиолитовой формации.

24. 13 августа 1959 г. Землетрясение вызвало значительное разрушение в населенных пунктах Сабирабад, Саатлы. Нормальный характер землетрясения определяется тем, что подземный толчок отмечен во многих удаленных станциях (Якутск). Эпицентр расположен в полосе Лагич-Кызылагачской гравитационной ступени.

25. 18 сентября 1961 г. Землетрясение вызвало легкие повреждения в населенных пунктах, расположенных на Северокаспийском побережье Азербайджана. Землетрясение зафиксировано многими удаленными сейсмическими станциями. Подобный же характер носит землетрясение 27 января 1963 г., но оно проявило себя несколько большей разрушительной силой. Эпицентры этих землетрясений расположены в полосе Махачкала-Красноводской гравитационной ступени.

Описание азербайджанских землетрясений приведено по материалам, собранным в основном Е. И. Бюсом и, частично, В. П. Кузнецовым, З. З. Султановой, Ш. С. Рагимовым, К. Ш. Исламовым и др. [47, 63, 90].

С 1902 по 1963 г. разрушительных землетрясений произошло около 30, из них несколько явились повторными, т. е. их эпицентры совпадали с предыдущими.

Схема расположения перечисленных нормальных землетрясений приведена на рис. 97.

Из этой схемы видно, что все эпицентры землетрясений находятся в полосе гравитационных ступеней. Эти ступени выше были интерпретированы, как гравитационное влияние крупных расколов земной коры в Азербайджане. Попадание эпицентров нормальных землетрясений в эти полосы свидетельствует о тектонической активности блоков земной коры, разделенных между собой глубинными разломами, вдоль которых движение происходит и в настоящее время.

Данных, позволяющих более определенно говорить о глубине возникновения внезапных деформаций, в Азербайджане не имеется.

В. И. Кириллова [52] считает, что очаги землетрясений на Кавказе, в основном, находятся на глубине, превышающей мощность осадочных толщ. Она отмечает: «...согласно имеющимся данным, только несколько землетрясений возникло в поверхностной части земной коры — в толще пород мезокайнозоя или в верхней части подстилающего эту толщу фундамента».

Экспедиционные исследования сейсмичности южного склона Большого Кавказа и Куринской низменности показали, что подавляющее большинство многочисленных землетрясений, возникающих в этих двух областях, является поверхностным. Очаги поверхностных землетрясений находятся в осадочном покрове, что легко доказывается разностью времен прихода к сейсмическим станциям прямых продольных и поперечных волн. Подобные толчки в Азербайджане ежедневно происходят десятками.

Для более наглядного показа частоты возникновения местных землетрясений в таблице 13 дается число подземных толчков, зафиксированных за 1 год, а по некоторым станциям даже за несколько десятков дней. В эту таблицу входят только землетрясения, имеющие разность времени прихода прямых продольной и поперечной волн к соответствующей станции менее 7 сек., большинство из которых записано только одной сейсмической станцией.

Таблица 13

Район расположения сейсмической станции	Год	Продолжительность наблюдений	Количество землетрясений
Кировабад	1962	12 месяцев	103
Шемаха	1962	„ „	
Ленкорань	1962	„ „	34
Нахичевань	1962	„ „	36
Баку (Карачухур)	1960	„ „	42
о. Жилой	1960	„ „	28
Сумгаит	1962	„ „	29
Насосная	1962	„ „	35
Кергез	1961	„ „	11
Джорат	1960	„ „	13
Нардаран	1960	„ „	38
Коби	1961	3 месяца	7
Мингечаур	1962	12 месяцев	53
Дахня	1961	2 месяца	6
Халдан	1961	„	5
Авахил	1953	87 дней	652
Тирджан	то же	99 „	337
Астраханка	„ „	68 „	356
Агабейли	„ „	78 „	242
Сагиян	„ „	90 „	308
Конахкенд	„ „	41 день	394
Дадагюнеш	„ „	25 дней	17
Дуруджа	„ „	48 дней	654
Маразы	„ „	24 дня	9
Бекля	„ „	59 дней	138

Л. А. Варданянц [32] был прав, когда пытался связать сейсмичность Кавказа с тектоникой верхней части геологического разреза. В его распоряжении в то время не было достаточного инструментального материала. Несмотря на это, вывод Л. А. Варданянца о наличии связи между очагами кавказских землетрясений со складкообразовательными процессами в мезокайнозойской осадочной толще, можно считать вполне справедливым.

К поверхностным землетрясениям следует отнести и землетрясения, связанные с извержением грязевых вулканов. Такие землетрясения отмечены в восточной части Азербайджана и их насчитывается несколько десятков (70, 71).

Частота возникновения поверхностных землетрясений определяется тектонической активностью регионов. Действительно, поверхност-

ные землетрясения сравнительно редки в западной части Нижне-Куринской депрессии, где наблюдается относительно спокойное залегание третичного комплекса. На огромной территории здесь имеется всего несколько пологих третичных антиклиналей (структуры Карабаглы, Джарлы), а Апшеронский полуостров, имеющий по сравнению с предыдущим участком значительно меньшую площадь, отличается более интенсивной складчатостью и в связи с этим повышенной сейсмической активностью.

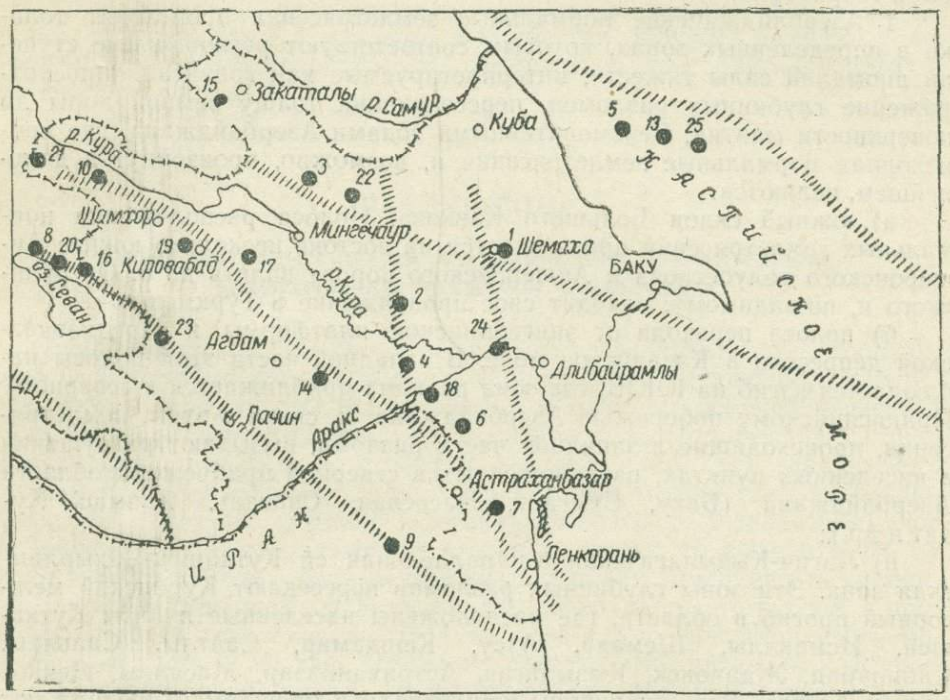


Рис. 97. Расположение нормальных разрушительных землетрясений, эпицентры которых установлены по макросейсмическим данным

Глубина очага не может являться единственным критерием отнесения землетрясения к типу нормальных или поверхностных. Допустим, что в районе Шамхорского максимума возникает землетрясение на глубине 6 *км*, то, безусловно, оно окажется нормальным и будет зафиксировано всеми станциями Кавказа и, возможно, удаленными станциями Союза, так как гранитный слой залегает здесь почти на поверхности, а если на такой же глубине землетрясение возникает, скажем, на Апшероне, то оно будет отмечено лишь ближайшими станциями даже и в том случае, если подземный толчок вызовет разрушения.

В этом отношении уместно отметить, что Н. В. Малиновский [69] 8-балльное апшеронское землетрясение 1842 г., вызвавшее катастрофическое разрушение в с. Маштаги, относил к категории поверхностных, правильно связав очаг подземного толчка с зоной разлома на севере полуострова.

Глубина очагов нормальных землетрясений может находиться на различных уровнях. Восточно-азербайджанские землетрясения, очаги которых залегают на глубине свыше 18 *км*, могут быть заведомо отнесены к категории нормальных, так как в этом случае деформация, вызвавшая землетрясения, будет связана с монолитной кристаллической

структурой вещества фундамента. Для азербайджанской части южного склона Большого Кавказа глубина верхнего уровня возникновения очага нормальных землетрясений составит от 6 до 12 *км*. На Малом Кавказе этот уровень залегает на глубине от 0 до 8 *км*.

* * *

Из изложенного выше можно сделать некоторые выводы, имеющие прямое отношение к характеру глубинного строения рассматриваемой территории.

1. Азербайджанские нормальные землетрясения происходят только в определенных зонах, которым соответствуют региональные ступени аномалий силы тяжести, интерпретируемые как гравитационное отражение глубинных разломов, пересекающих толщу земной коры до поверхности мантии. Сейсмоактивными зонами Азербайджана, где происходили нормальные землетрясения и, возможно, произойдут в дальнейшем, являются:

а) южный склон Большого Кавказа. Полоса расположения нормальных землетрясений протягивается на востоке несколько южнее Апшеронского полуострова и Апшеронского порога вплоть до о. Огурчинского и, по-видимому, находит свое продолжение в Туркмении;

б) полоса перехода от эпигерцинской платформы к Предкавказской депрессии в Каспийское море. В западной части этой полосы наблюдается изгиб на ЮЮВ, где зона разлома приближается к северному Прикаспийскому побережью Азербайджана. В связи с этим, землетрясения, происходящие в западной части разлома, вызывают разрушения в населенных пунктах, расположенных в северной прибрежной области Азербайджана (Баку, Сумгаит, Насосная, Сиазань, Хачмас, Худат и др.);

в) Лагич-Кызылагачская и параллельная ей Куткашен-Чахырлинская зона. Эти зоны глубинных разломов пересекают Куринский межгорный прогиб в области, где расположены населенные пункты Куткашен, Исмаиллы, Шемаха, Ахсу, Кюрдамир, Саатлы, Сальяны, Сабирабад, Ждановск, Кызылагач, Астраханбазар, Масаллы, Ленкорань и Астара. Все эти районы испытывали в прошлом и продолжают испытывать сейчас разрушительные землетрясения (Лагич-Кызылагачский разлом в свое время был выделен также М. Г. Агабековым и Ф. С. Ахмедбейли)*;

г) Предмалокавказская полоса. Здесь гравитационная ступень выражена относительно слабо, но на карте регионального поля силы тяжести Шамхор-Талышский максимум довольно четко отделяется от Алазано-Среднекуринского минимума. Землетрясения, возникающие в Предмалокавказском глубинном разломе, вызывают разрушения в Тбилиси, Казахе, Акстафе, Таузе, Шамхоре, Кировабаде, Барде, Агдаме, Карадонлах, Белясуваре и др.;

д) Дилиджан-Лачин-Ардабильская полоса глубинных разломов. Соответствующая этой полосе гравитационная ступень протягивается вдоль выходов Малокавказской офиолитовой формации. На юго-востоке в 20 *км* южнее г. Астары в нее вклинивается Лагич-Кызылагачская полоса глубинных разломов. От землетрясений, происходящих в данной полосе, пострадали населенные пункты Ардебиль, Физули, Гадрут, Степанакерт, Горис, Кельбаджары, Красносельск, Иждеван, Дилижан, Ленинакан.

Помимо этих ступеней в юго-западной части на границе Нахичеванской области с Армянской ССР выделяется Еревано-Ордубадская

---

* Агабеков М. Г. и Ахмедбейли Ф. С. К вопросу изучения неотектоники в Азербайджане. «Изв. АН Азерб. ССР» № 7, 1956.

зона повышенных градиентов, с которой связаны зангезурские очаги разрушительных землетрясений.

2. Подавляющее большинство землетрясений в Азербайджане относится к категории поверхностных, которые связаны со складкообразовательными движениями. Сюда следует также отнести землетрясения, возникающие при грязевом вулканизме. На тех площадях Азербайджана, где поверхностные землетрясения сравнительно редки, наблюдается слабая складчатость в осадочном комплексе.

3. Заключения о блоковом строении земной коры в Азербайджане, сделанные на основе интерпретации материалов геофизических исследований, подтверждаются данными сейсмологии, которые позволяют допустить, что перемещения блоков относительно друг друга происходят и в настоящее время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Аномалии силы тяжести Азербайджана как отражение колебательных движений земной коры

В предыдущих главах было показано, что основными аномалеобразующими факторами первого порядка в Азербайджане являются изменения уровня поверхности Мохоровичича и размеры мезокайнозойского прогибания, а второго порядка — в основном петрографические и структурные неоднородности в строении верхней части кристаллического фундамента. Приводились данные, из которых можно сделать заключение, что изменение глубины залегания поверхности базальтового слоя не меняет уровня силы тяжести, а если и меняет, то выделить его на фоне гравитационного поля невозможно, так как изменчивость граничной скорости сейсмической волны вдоль поверхности этого слоя и прослеживаемость этой поверхности даже в заведомо известной части мезозойского разреза не дает основания считать, что поверхность Конрада в разрезах Азербайджана соответствует определенной геологической границе.

Разделение земной коры в Азербайджане на гранитный и базальтовый слой имеет скорее всего физический смысл. Увеличение скорости сейсмической волны на поверхности базальтов может быть связано с изменением на этом уровне физических параметров пород при одном и том же петрографическом их составе. Не исключается возможность постоянства скоростей при различном составе пород, слагающих граничную область поверхности Конрада.

Геологическая интерпретация региональных аномалий Буге Азербайджана и Южного Каспия позволяет выделить следующие мезокайнозойские прогибы кристаллического фундамента:

1. Горганский (или Предэльбурсский).
2. Центрально-Южнокаспийский (прогиб промежуточной зоны).
3. Морское продолжение Прибалханской зоны (восточная часть Апшеронского порога).
4. Морское продолжение Апшероно-Центральнокобыстанской зоны.
5. Морское продолжение Предкавказской впадины.
6. Нижнекуринский.
7. Алазано-Агричайский.
8. Евлах-Агджабединский.
9. Чатминский.
10. Кельбаджарский.

11. Джагринский.

А также выступы кристаллического фундамента:

1. Яламинский.
2. Кусаро-Хачмасский.
3. Дибрарский.
4. Бакинского архипелага.
5. Предталышский.
6. Геокчай-Мингечаурский.
7. Эльдарский.
8. Исмаиллы-Белоканский.
9. Шамхорский.
10. Мартунинский.
11. Садарак-Бадамлы-Ордубадский.
12. Нахичевано-Джульфинский.
13. Кафанский.
14. Чахырлы-Нариманоовский.
15. Навагинский.

Установление геологической природы Шальвинского максимума требует выполнения дополнительных геофизических работ. Частично в таком же положении находятся Шахдаг-Муровдагский максимум и ряд аномалий на Малом Кавказе. Части Чахырлы-Нариманоовского, Саатлы-Кюрдамирского, Мартунинского, Исмаиллы-Белоканского локальных полей и Малокавказских максимумов связаны с наличием в геологическом разрезе мезокайнозоя вулканогенной толщи основного состава.

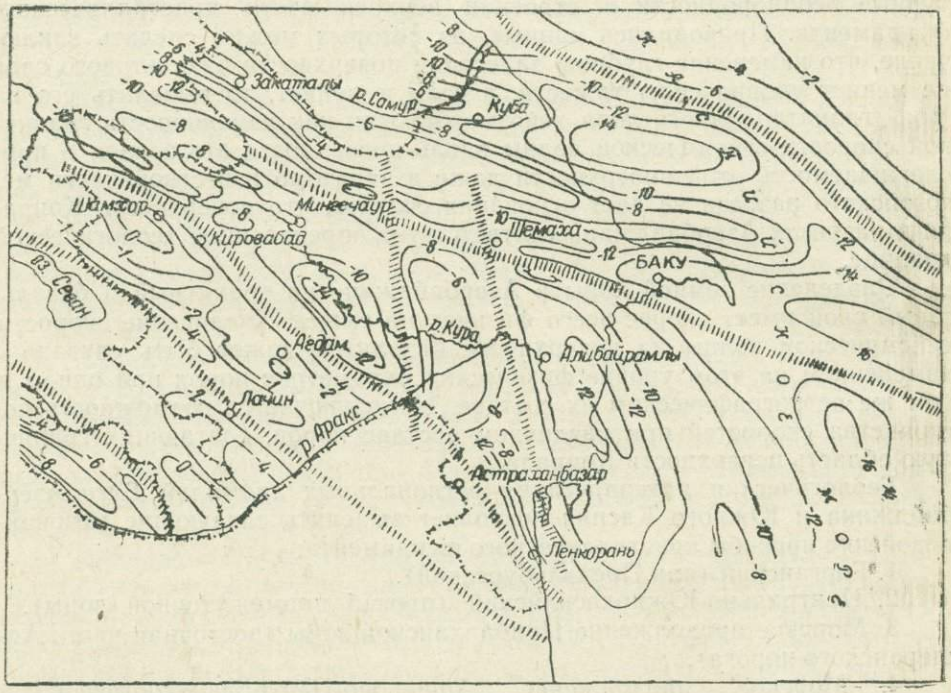


Рис. 98. Изоглубины поверхности домезозойского кристаллического фундамента Азербайджана. Изоглубины даны от уровня моря

Максимум Година соответствует погребенному под 8-*км* толщей неогена срединному массиву. Талыш-Вандамский горст-грабен также отличается чертами, характерными подобным структурам земной коры [13, 65].

Все перечисленные тектонические элементы азербайджанской части Тавро-Кавказской геосинклинали имеют линейную структуру и соответствуют линейнопротяженным аномалиям силы тяжести второго порядка.

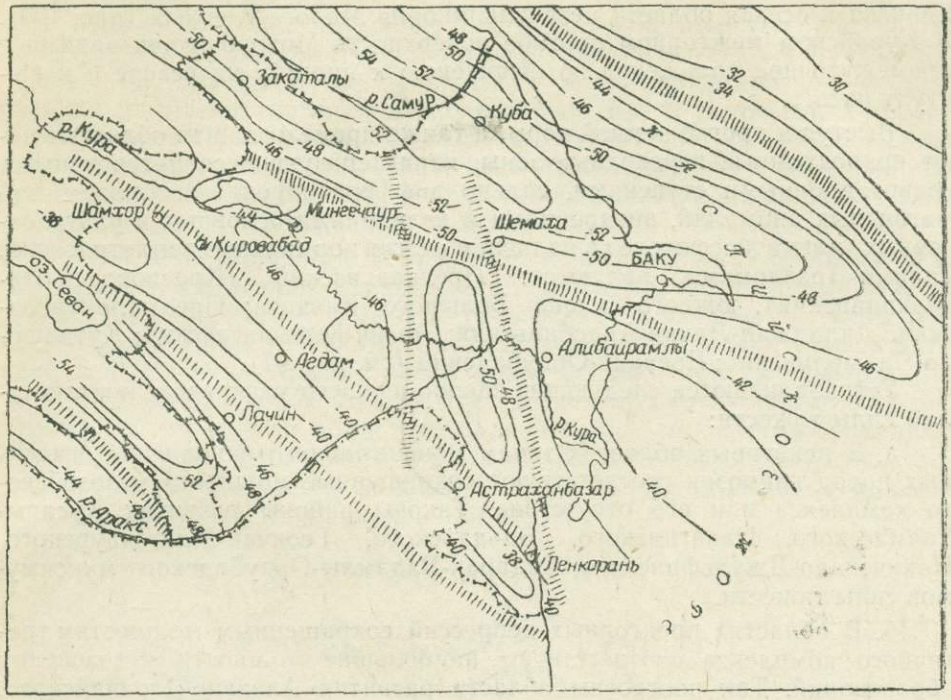


Рис. 99. Изоглубины поверхности мантии

Результаты геологической интерпретации региональных гравитационных аномалий, выполненной с учетом данных ГСЗ, электроразведки, сейсморазведки, геологического картирования и бурения, представлены

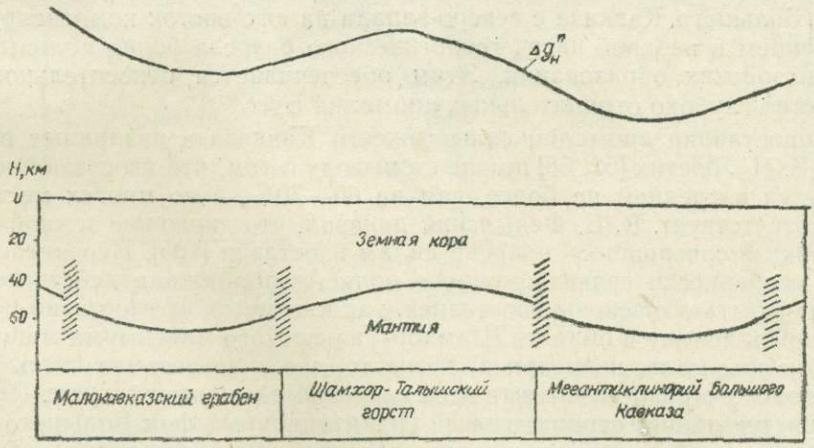


Рис. 100. Упрощенный разрез поверхности Мохоровичича в азербайджанской части Тавро-Кавказской геосинклинали и сопоставление его с кривой аномалии Буге. Зоны разнонаправленных движений заштрихованы

на структурных картах (рис. 98 и 99), где глубины поверхности кристаллического фундамента и Мохоровичича даются от уровня моря.

В антикавказском направлении намечается волнообразное очертание поверхности Мохоровичича. Кривая, соответствующая этой поверхности в Азербайджане, имеет один максимум и два минимума. Последним соответствуют центральное поднятие мегантиклинория Большого Кавказа и осевая область мегантиклинория Малого Кавказа (рис. 100). В Куринском межгорном прогибе поверхность Мохоровичича занимает промежуточное положение по отношению к прогибу на севере и к выступу на юге.

Выступ и прогиб земной коры, а также промежуточная область имеют приразломные переходные зоны, характеризующиеся интенсивными гравитационными ступенями, сильно дифференцированным полем геомагнитных аномалий, внедрениями и излияниями основных и ультраосновных магматических тел и наличием очагов нормальных землетрясений. Такими разломами являются: Предкавказский (Красноводск-Махачкалинский); южного склона Большого Кавказа; Предмалокавказский; Дилиджан-Лачин-Ардебильский; Лагич-Кызылагачский; Куткашено-Чахырлинский; Еревано-Ордубадский (см. рис. 97).

Устанавливаются следующие закономерности распределения аномалий силы тяжести:

а. В некоторых областях зонам максимального накопления осадочных пород кайнозоя соответствуют сокращенные мощности мезозойского комплекса или его отсутствие. Таковы районы развития Кусары-Хачмасского, Навагинского, Эльдарского, Геокчай-Мингечаурского, Нахичевано-Джульфинского, Садарак-Бадамлы-Ордубадского максимумов силы тяжести.

б. В областях предгорных депрессий сокращенным мощностям третичного комплекса соответствуют наибольшие мощности мезозойских образований. Так построены области развития Алазано-Агричайского, Чатминского минимумов и минимума северного склона юго-восточного окончания Большого Кавказа.

в. Области отсутствия кайнозоя, сокращенной мощности мезозоя и нижнего палеозоя в Шамхорской части Шамхор-Талышского регионального максимума соответствует утоньшение земной коры.

г. Гравитационное влияние земной коры вдоль Центрального поднятия Большого Кавказа с северо-запада на юго-восток компенсируется появлением в верхней части геологического разреза более молодых мезокайнозойских образований. Этим обеспечивается относительное постоянство глубоко отрицательных аномалий Буге.

Сопоставляя аномалии силы тяжести Кавказа в различных редукциях, Е. Н. Люстих [52, 68] пришел к выводу о том, что изостазия осуществляется в среднем не более, чем на 60—70%, а во многих местах и вовсе отсутствует. В. В. Федынский доказал, что движение земной коры на Кавказе совершалось вопреки силам изостазии [105]. Перечисленные выше особенности гравитационного поля Азербайджана действительно не могут быть объяснены изостазией, так как методом изостазии нельзя установить почему в области Шамхор-Талышского максимума мощность земной коры мала, несмотря даже на то, что значительная часть мезокайнозойского разреза и почти весь палеозой здесь отсутствуют. Почему сохраняется общий отрицательный гравитационный фон Большого Кавказа на всем его протяжении и почему гравитационное влияние, вызванное уменьшением толщины земной коры, компенсируется влиянием увеличения мощности менее уплотненных пород, т. е. почему изостатическая компенсация происходит при сохранении глубоких отрицательных аномалий. Отсюда ясно, что основную причину современного распределения региональных аномалий силы тяжести нельзя искать в условии изостатической компенсации.

Аномалии второго порядка связаны с неоднородностями в верхней части геологического разреза земной коры, возникшими в значительной степени благодаря колебательным движениям в альпийском и герцинском циклах.

Кавказскому прогибу поверхности Мохоровичича (см. рис. 75) соответствуют по два выступа и прогиба кристаллического фундамента. Далее, на юго-западе, вдоль профиля, поднятию и прогибу подошвы земной коры соответствует несколько выступов и депрессий в верхней части разреза. Таким образом, создается впечатление будто данный разрез земной коры является отражением наложенных друг на друга волн различного порядка. Колебания с большей длиной волны назовем колебаниями первого и с меньшей — второго порядка.

Изменение мощности земной коры в Азербайджане от 40 до 60 *км* происходит вследствие колебательного движения первого порядка, оно имеет три экстремума: Шамхор-Талышский максимум и минимумы Большого и Малого Кавказа. Они фактически составляют элементы одной волны, длина которой равна примерно 300—400 *км* (см. рис. 100, 80). Точкам перегибов этой волны соответствуют глубинные разломы. Когда та или другая область попадает в зону максимума этой волны (поднятия), там происходит длительное размывание и утоньшение земной коры. В это время в соседних минимумах (прогибах) накапливаются продукты разрушения поднятия.

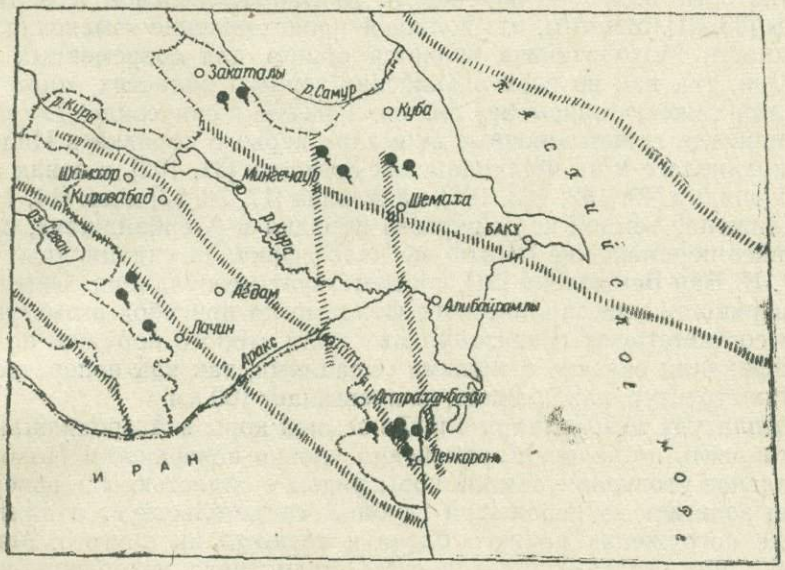


Рис. 101. Схема расположения горячих источников Азербайджана (более 30° С) и зон глубинных разломов земной коры

Колебательные движения второго и более мелкого порядков происходят на фоне колебательных движений первого и имеют большую частоту повторяемости и соответственно меньшую длину волны. История этих движений в Азербайджане достаточно подробно описана В. Е. Хаиным [110, 111], В. В. Белоусовым [25] и А. Б. Роновым [94].

При таком подходе к выяснению причин возникновения региональных аномалий силы тяжести находит свое объяснение отсутствие изостатической компенсации, так как нет необходимости в этом случае за короткий промежуток времени ожидать установления изостатического равновесия.

Возникновение нормальных землетрясений в Азербайджане связано с движением земной коры, обусловливающим освобождение энергии в зонах глубинных разломов. Эти зоны являются ослабленными частями толщи кристаллического фундамента, по которым происходит перемещение блоков.

Это движение подчиняется колебательному процессу, при котором частицы совершают вертикальное перемещение. Естественно, когда одна часть коры опускается вниз, и другая часть, находящаяся рядом с нею, поднимается, в зонах изменения знака направлений перемещения должна нарушиться сплошность среды. К этим зонам приурочены отмеченные выше глубинные разломы, мигрирующие во времени.

Распределение горячих источников Азербайджана также подчиняется плану расположения глубинных разломов (см. рис. 101). Выделить на этой схеме горячие источники магматического происхождения невозможно, так как химический состав вод этих источников изменяется независимо от температуры. Пока единственным критерием того, что эти воды так или иначе связаны с глубинными разломами, является их высокая температура, изменяющаяся в пределах 30—70° С. По-видимому, дальнейшее исследование химического состава горячих минеральных источников, расположенных в зонах глубинных разломов, с учетом геологической особенности местности, позволит найти в них определенную закономерность.

Не останавливаясь на причинах колебательных движений земной коры, которые подробно описаны Р. В. Ван-Беммеленом и В. В. Белоусовым [25, 31], отметим, что волновое происхождение изменения уровня поверхности Мохоровичича является общим для современных геосинклиналей, так как во всех альпийских горных областях мира кривая аномалий тяжести описывает линию, близкую к синусоиде. Так построены, например, гравитационные аномалии первого порядка в Индонезийском архипелаге и на Филиппинских островах [31, 102], в зонах океанических впадин [40, 102, 103, 106], на Альпах [17, 78, 93] и др. [14, 112, 124].

Движение земной коры первого порядка в Азербайджане, обусловливающее перемещение блоков, по классификации ундационных движений Р. В. Ван-Беммелена [31], соответствует мезоундации. Образование на поверхности кристаллического фундамента прогибов и выступов, которым соответствуют гравитационные поля второго порядка, по той же классификации связано с малыми ундациями, так как поперечное сечение этих структур, как правило, не превышает 100 *км*.

Амплитуду мезоундации блоков земной коры в Азербайджане можно установить по величине изменения уровня поверхности Мохоровичича. Сильное утолщение земной коры рядом с областью, где поверхность мантии залегает на небольшой глубине, свидетельствует о длительном периоде погружения данного блока и воздымании другого. Мощность земной коры увеличивается за счет обломочного материала, которым наращивается покрывающий первый блок осадочный слой. Увеличение мощности происходит в равной мере и за счет магматических масс, изливающихся по ограничивающим опускающийся блок глубинным разломам. Дальнейшая метаморфизация образовавшихся осадков приводит к увеличению мощности пород кристаллического фундамента.

Наращивание гранитного слоя снизу за счет базальтов, благодаря диффузионному потоку свободных химических элементов из мантии и метасоматической переработки поверхности Конрада [100], если такой процесс вообще существует, должно иметь второстепенное значение, по сравнению с наращиванием гранитной толщи сверху, так как размах колебательных движений, судя по поведению поверхности Мохоровичича в Азербайджане, соизмерим с изменениями мощности гранитного слоя.

В свете этого вероятным является образование гранитного слоя вследствие метаморфизма осадочных пород путем замещения их кислой многоминеральной массой. Такой процесс, по Д. С. Коржинскому [55], совершается путем инфильтрационного магматического замещения под воздействием на осадочные породы потоков восходящих «сквозьмагматических» растворов.

Изменчивость скорости сейсмических волн, распространяющихся в гранитном и базальтовом слоях, которые отражают неоднородность вещества кристаллического фундамента как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, возникает благодаря тому, что исходный материал, образующий «гранитизирующийся» осадочный покров и «гранитизирующие» растворы, может иметь различный петрографический и химический состав.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абакелиа М. С. Об изменениях силы тяжести во времени в связи с геотектоническими движениями на Кавказе. Пробл. сов. геол. № 2, 1936.

2. Абакелиа М. С. К вопросу гравиметрической (маятниковой) изученности Кавказа. Пробл. сов. геол. № 4, 1936.

3. Абакелиа М. С. К проблеме Кюрдамирского хребта Закавказья. АНХ № 9, 1937.

4. Абдуллаев Р. А., Джафаров Х. Д. Геолого-геофизическая характеристика Прикаспийского нефтеносного района Азербайджана. Азернешр, 1962.

5. Агабеков М. Г., Мамедов А. В. Геология и нефтегазоносность Западного Азербайджана. Азернефтнешр, 1960.

6. Агабеков М. Г. Геологическое строение нефтяных месторождений Азербайджана и их формирование. Азернешр, 1963.

7. Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, 1961.

8. Аксенович Г. И., Аронов Л. Е. и др. Глубинное сейсмическое зондирование в центральной части Каспийского моря. Изд. АН СССР, 1962.

9. Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов. Пироксен и амфиболы. «Изв. АН СССР, серия геофизика» № 9, 1961.

10. Александров К. С., Рыжова Т. В. Сложные силикаты. «Изд. АН СССР, серия геофизика» № 12, 1961.

11. Александров К. С., Рыжова Т. В. Полевые шпаты. «Изв. АН СССР, серия геофизика» № 2, 1962.

12. Алиев А. К. Геология и нефтегазоносность Кура-Аракспнской области. Азернешр, 1960.

13. Ализаде А. А., Ахмедов Г. А., Куликов В. И., Терешко Д. Л., Шапировский Н. И. К вопросу заложения сверхглубокой скважины для изучения строения земной коры в Азербайджане. «Советская геология» № 2, 1963.

14. Андреев Б. А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. Госгеолтехиздат, 1960.

15. Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Гостоптехиздат, 1962.

16. Андреев Л. И. К вопросу изменения плана складчатости в пределах северо-восточного склона Большого Кавказа (Кусаро-Дивичинский район). Сб. научн. техн. информ., вып. II, изд. АзИНТИ, 1959.

17. Архангельский А. Д. Избранные труды. Изд. АН СССР, 1954.

18. Ахмедов Г. А., Салаев С. Г., Исмайлов К. А., Перспективы поисков нефти и газа в мезозойских отложениях юго-восточного Кавказа. Азернешр, 1961.

19. Ахмедов Г. А. Геология и нефтеносность Кобыстана. Азнефтеиздат, 1957.

20. Багдасарова А. М., Кузьмина Н. В., Ненилина В. С. Сейсмичность Шемахинской зоны. Сб. «Землетрясения в СССР». Изд. АН СССР, 1961.

21. Багманов М. А. Палеогеновые отложения горного Талыша. Изд. АН Азерб. ССР, 1963.

22. Балавадзе Б. К. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1957.

23. Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Ш. Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным ДАН СССР, т. 136, № 6, 1961.

24. Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры Закавказско-Каспийской впадины по геофизическим данным. Доклады советских геологов на XXI сессии МГК. Проблема № 2, раздел II. Изд. АН СССР, 1960.

25. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1952.
26. Берч Ф. Физика земной коры. Сб. «Земная кора». ИЛ, 1957.
27. Борисов А. А., Дикенштейн Г. Х., Кравченко Е. Е., Лопатина Н. П., Маловицкий Л. П., Корнев В. А. Основные черты тектоники Каспийского моря и прилегающих районов суши. «Геология нефти и газа» № 12. Гостоптехиздат, 1962.
28. Борисов А. А., Круглякова Г. И. О глубинном строении земной коры Закарпатья. «Изв. АН СССР, серия геофизика» № 11, 1962.
29. Булейшвили Д. А. Геология и нефтегазоносность межгорной впадины восточной Грузии. Гостоптехиздат, 1960.
30. Бюс Е. И. Сейсмические условия Закавказья. Части I, II и III. Изд. АН Груз. ССР, 1948, 1952, 1955.
31. Ван-Беммелен Р. В. Геология Индонезии. ИЛ, 1957.
32. Варданянц Л. А. Сейсмотектоника Кавказа. Тр. Сейсмологич. ин-та АН СССР, № 64, 1935.
33. Вебер В. В., Федынский В. В. Гравиметрическая картина юго-восточного Кавказа в палеогеографическом освещении. «Изв. АН СССР, серия геологическая» № 5, 1947.
34. Воларович М. П. Исследование физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях. Сб. «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». Изд. АН СССР, 1962.
35. Гаджиев Р. М. Учет влияния различных в мощности и плотности слоев земной коры на возникновение гравитационных аномалий восточного Азербайджана. Учен. зап. АГУ № 6, 1958.
36. Гаджиев Р. М. К вопросу классификации аномалий силы тяжести. Сб. научно-техн. информации, вып. II. Изд. АзИНТИ, 1959.
37. Гаджиев Р. М. Плотностная характеристика осадочных пород Восточного Азербайджана. АНХ № 1, 1960.
38. Гаджиев Р. М. Аномалии силы тяжести Южного Каспия. Тезисы докл. на объединенной научной сессии, посвященной исследованиям Каспия, берегов океанов и морей. Изд. АН Азерб. ССР, 1963.
39. Гаджиев Р. М., Гасанов И. С., Шапировский Н. М. Новая техника и методика гравиметрических исследований на море. «Новости нефт. техн.», серия «Геология» № 4, 1961.
40. Гайнанов А. Г., Смирнов Л. П. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. «Советская геология» № 3, Госгеолтехиздат, 1962.
41. Геофизическое изучение геологического строения нефтегазоносных областей Азербайджана. Азернешр, 1963.
42. Годин Ю. Н. Основные черты региональной тектоники Туркмении, по данным геофизических исследований. «Изв. АН Туркменской ССР, серия физ. техн., хим. и геологических наук» № 4, 1960.
43. Григорянц Б. В. Тектонические соотношения складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. Изд. АН Азерб. ССР, 1962.
44. Губкин И. М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. Нефтеиздат, 1934.
45. Давыдов Б. И., Магницкий В. А. Проблема высоких давлений в физике земных недр. Сб. «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». Изд. АН СССР, 1962.
46. Демиховская Э. М., Кузнецов В. П. Об особенностях затухания энергии из поверхностных очагов землетрясений. ДАН Азерб. ССР, т. XIX, № 4, 1963.
47. Исламов К. Ш. Землетрясение 10 июня 1954 г. в Шемахинском районе Азерб. ССР. Тр. Института физики и математики АН Азерб. ССР, т. X, серия «Физическая», 1956.
48. Исмаилов К. А., Гаджиев Р. М. Глубинное строение Апшеронской нефтегазоносной области. «Изв. АН Азерб. ССР, серия геолого-географических наук и нефти» № 4, 1962.
49. Кашкай М. А. Минеральные источники Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
50. Кашкай М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, 1947.
51. Керимов Г. И. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла (Малый Кавказ). Изд. АН Азерб. ССР, 1961.
52. Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд. АН СССР, 1960.
53. Кириллова И. В., Сорский А. А. О строении доальпийского фундамента Кавказа. Тр. Совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Изд. АН Азерб. ССР, 1956.
54. Козин К. П. Опыт по корреляции разрезов по магнитным свойствам пород. АНХ № 6—7, 1929.

55. Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. «Изв. АН СССР, серия геологическая» № 2, 1952.
56. Коридалин Е. А. Сейсмические наблюдения при мощных взрывах в Закавказье «Вестник АН СССР» № 3, 1948.
57. Коридалин Е. А., Марский С. И., Нерсесов И. Л., Харин Д. А. Опыт инструментального изучения местных землетрясений. Сб. «Землетрясение в СССР». Изд. АН СССР, 1961.
58. Корнев В. А., Луцук Е. М., Сунгуров А. М. Основные черты тектоники Каспийского моря по данным морских геофизических исследований. «Советская геология» № 12, 1962.
59. Кузнецов В. П. Об одной особенности Шемахинских очагов землетрясений, вызывающей несогласия в определении координат эпицентра. ДАН Азерб. ССР, № 9, 1956.
60. Кузнецов В. П. Использование землетрясений из поверхностных очагов для характеристики осадочной толщи юго-восточного Кавказа. Тр. Института физики и математики АН Азерб. ССР, т. X, серия «Физическая», 1956.
61. Кузнецов В. П. Годограф землетрясений юго-восточного Кавказа. «Изв. АН СССР, серия геофизика» № 6, 1961.
62. Кузнецов В. П. Землетрясение в Баку, 28 ноября 1958 г. ДАН Азерб. ССР, том. XV, № 8, 1959.
63. Кузнецов В. П., Рагимов Ш. С. и др. Каспийское землетрясение 27 января 1963 года. «Изв. АН СССР, серия геофизика» № 9, 1963.
64. Куликов В. И. К вопросу геологической интерпретации гравитационных аномалий. Тр. АзНИИ ДН, вып. IV. Азнефтеиздат, 1956.
65. Куликов В. И. Результаты геофизической разведки в Азербайджане. Изд. АзИНТИ, 1960.
66. Левицкая А. Я., Лебедева Т. М. Годограф сейсмических волн Кавказа. Кварт. сейсм. бюллетень, т. XX, № 1—4. Изд. АН Грузин. ССР, 1953.
67. Лодочников В. Н. Некоторые общие вопросы, связанные с магмой, дающей базальтовые породы. Зап. минер. общества, серия II, том. 68, вып. 2, и 3, 1939.
68. Люстих Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы. Тр. геофизического института АН СССР, № 38, (165), 1957.
69. Малиновский Е. В. Сейсмичность Апшеронского полуострова. «Изв. АН Азерб. ССР» № 5, 1948.
70. Малиновский Н. В. Извержения на острове Свиной. Тр. Сейсмолог. ин-та АН СССР, № 36, т. 1—5, 1934.
71. Малиновский Н. В. Сейсмы, сопровождающие грязевые извержения. Тр. Азерб. ФАН СССР, № 3, 1938.
72. Мамедова Р. А., Исмет А. Р. О теплопроводности пород в нефтяных районах Апшеронского полуострова. «Нефть и газ» № 1, 1961.
73. Металлогения Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, 1962.
74. Мехтиев Ш. Ф., Байрамов А. С. Геологическое строение северного Талыша. Сб. «Вопросы геологии Талыша». Изд. АН СССР, 1958.
75. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, 1963.
76. Минтроп Л. Слоистость земной коры по записям взрывов и землетрясений. Сб. «Вопросы сейсмической разведки». ИЛ, 1953.
77. Мирчинк М. Ф., Геодекян А. А., Бабазаде Б. К., Деннсович В. В. О размещении зон нефтегазонакопления в Южно-Каспийской области прогибания. «Новости нефт. техн.» № 7, 1960.
78. Морелли К. Подводная гравиметрическая съемка в Адриатическом море Сб. IV Международный нефтяной конгресс, т. II, «Геофизические методы разведки». Гостоптехиздат, 1956.
79. Муратов М. В. Тектоническая структура и история развития северной окраины Крымско-Кавказской геосинклинальной обл. Тр. совещ. по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Изд. АН Азерб. ССР, 1956.
80. Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. II. Гостеолтехиздат, 1949.
81. Мустафаев К. А. К вопросу о тектонике Северного Каспия. Сб. «Прикладная геофизика» № 21. Гостоптехиздат, 1958.
82. Нерсесов И. Л. О затухании сейсмических волн при местных землетрясениях. Сб. статей и докладов АН Тадж. ССР, т. 54, № 1, 1956.
83. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Армянской ССР, 1959.
84. Пейсик М., Горбенко Л. Изучение магнитной восприимчивости пород. АНХ № 7—9, 1934.
85. Прозорович Э. А. К вопросу о факторах уплотнения осадочных горных пород. Тр. АзНИИ ДН, вып. IV. Азнефтеиздат. 1956.
86. Прозорович Э. А., Мартиросова А. О. Плотность осадочных пород междуречья Куры и Иори. АНХ № 6, 1959.

87. Прозорович Э. А. Удельный вес песчано-глинистых пород мезокайнозойских отложений Азербайджана. Сб. научно-техн. информ., вып. II, АзИНТИ, 1959.

88. Прозорович Э. А. Плотность глинистых пород в различном состоянии их влажности. «Геология нефти и газа» № 2, Гостоптехиздат, 1960.

89. Путкарадзе А. Л. Бакинский архипелаг. Азернешр, 1958.

90. Рагимов Ш. С., Джафаров Р. Д. и др. Каспийское землетрясение 17 сентября 1961 г. «Изв. АН СССР, серия геофизика» № 9, 1963.

91. Ренгартен В. П. Геологическое строение Талыша. Сб. «Вопросы геологии Талыша». Изд. АН СССР, 1958.

92. Розова Е. А. Глубинное строение земной коры Кавказа. Тр. Сейсмолог. ин-та АН СССР, № 14, 1939.

93. Рокко Т. Сравнительное геологическое и геофизическое исследование бассейна реки По. Сб. IV «Международный нефтяной конгресс», т. II, «Геофизические методы разведки». Гостоптехиздат, 1956.

94. Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР. Изд. АН СССР, 1949.

95. Рыжова Т. В., Александров К. С. Упругие свойства породообразующих минералов. Нефелин. «Изв. АН СССР» № 12, 1962.

96. Салаев С. Г. Олигоцен-миоценовые отложения юго-восточного Кавказа и их нефтегазоносность. Изд. АН Азерб. ССР, 1961.

97. Сорокин Л. В. Гравиметрия и гравиметрическая разведка. Гостоптехиздат, 1951.

98. Стишов С. М. Природа границы Мохоровичича. «Изв. АН СССР, серия геофизика» № 1, 1963.

99. Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры в Верхней Картли. Сообщение АН Груз. ССР, том XI, № 8, 1950.

100. Тихомиров В. В. О связи процесса перестройки земной коры с вертикально направленными тектоническими движениями. ДАН СССР, т. 151, № 5, 1963.

101. Тихонов А. Н., Буланже Ю. Д. Об осреднении гравиметрических полей. «Изв. АН СССР, серия географическая и геофизическая», IX, № 3, 1945.

102. Уэрзел Дж. Л., Шербет Г. Л. Интерпретация аномалий силы тяжести на основании стандартных колонок земной коры для океанов и материков. Сб. «Земная кора». ИЛ, 1957.

103. Федоров С. А., Багдасарова А. М., Кузин И. П., Тараканова Р. З. О сейсмичности и глубинном строении юга Курильской островной дуги. ДАН СССР, т. 153, № 3, 1963.

104. Федынский В. В. Аномалии силы тяжести в Азербайджане. АзОНТИ, 1937.

105. Федынский В. В. Гравиметрическая характеристика предгорных и межгорных впадин в геосинклиналях. Сб. «Памяти академика Архангельского». Изд. АН СССР, 1951.

106. Федынский В. В. Геофизическая разведка на нефть и газ в Советском Союзе. Сб. IV Международный нефтяной конгресс, т. II, «Геофизические методы разведки». Гостоптехиздат, 1956.

107. Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.

108. Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическое строение северного склона юго-восточного Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1957.

109. Хаин В. Е., Ахмедбейли Ф. С. Геологическое строение и развитие Кусаро-Дивичинского синклинория. Изд. АН Азерб. ССР, 1957.

110. Хаин В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Азнефтеиздат, 1950.

111. Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, 1954.

112. Халевин Н. И., Малахов А. А. О региональных сейсмических исследованиях на Урале, в связи со сверхглубоким бурением. «Изв. АН СССР, серия геофизика» № 1, 1963.

113. Хитаров Н. И. Глубинные процессы и задачи их экспериментального исследования. Сб. «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». Изд. АН СССР, 1962.

114. Цимельзон И. О. О глубинной тектонике Алятской гряды. АНХ № 1, 1956.

115. Цимельзон И. О. Тектоника Прикаспийско-Куринской нефтеносной области Азербайджана, по данным геофизических исследований. «Новости нефт. техн.» № 6, 1957.

116. Цимельзон И. О. К проблеме геологической интерпретации Талыш-Вандамского гравитационного максимума. «Геология нефти и газа» № 3. Гостоптехиздат, 1959.

117. Цимельзон И. О. Геологическая интерпретация гравитационных аномалий Кобыстана. «Прикладная геофизика», вып. 15. Гостоптехиздат, 1956.

118. Цимельзон И. О. Геологическая интерпретация локальных аномалий силы тяжести Апшеронской области и прилегающей части Прикаспийского района. «Разведочная и промысловая геофизика» № 38. Гостоптехиздат, 1960.

119. Цимельзон И. О. Метод последовательного выделения локальных аномалий. «Новости нефтяной и газовой техники», серия «Геология», 661 и 4, Гостоптехиздат, 1961.

120. Цимельзон И. О. Новые данные о тектонике Прикаспийско-Кубинской и Южно-Дагестанской нефтегазоносных областей. «Нефтегазовая геология и геофизика», вып. II, ЦНИИТЭННЕФТЕГАЗ, 1963.

121. Шапироовский Н. И., Гаджиев Р. М. Морская геофизическая разведка. Азернефтнешр, 1962.

122. Шенгелая Г. Ш. Геологическое строение западной части Куринской депрессии по гравиметрическим данным. Тр. Института геогр. АН Груз. ССР, т. XX, 1962.

123. Шихалибейли Э. Ш. К вопросу о глубинном строении впадин Южного Каспия и окружающих областей. XXI сессия МГК. «Доклады советских геологов», проблема № 17. Изд. АН СССР, 1960.

124. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1956.

125. Юинг М., Хизен Б. Топографические и геофизические данные о желобе Пуэрто-Рико. Сб. «Земная кора». ИЛ. 1957.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора 3
Предисловие 4

Глава I. **Основные особенности геологического строения Азербайджана** . . . 5

1. Стратиграфия 6
2. Эффузивные породы 9
3. Интрузивные породы 12
4. Современные геотектонические структуры и история их развития . . . 14

Глава II. **Геофизические данные, освещающие глубинные геологические разрезы Азербайджана** 17

1. Материалы гравиметрии . . . . . —
2. Материалы магнитометрии 18
3. Материалы сейсморазведки 19
4. Материалы глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) . . . . —
5. Материалы электроразведки 20
6. Материалы изучения сейсмичности . . . . . —
7. Материалы записей промышленных взрывов 21
8. Геологические материалы . . . . . —

Глава III. **Физические свойства горных пород Азербайджана** . . . . . —

1. Плотностная характеристика . . . . . —
2. Магнитная характеристика 40
3. Электрические параметры 45
4. Скорости распространения сейсмических волн 46
5. Теплопроводность 55

Глава IV. **Геологическое значение региональных гравитационных аномалий Азербайджана** 57

1. Взгляды на природу региональных аномалий силы тяжести в Азербайджане —
2. Региональные аномалии силы тяжести Азербайджана 67
3. Геологическое значение региональных гравитационных аномалий Азербайджана 72

Глава V. **Глубинное строение азербайджанской части Предкавказского мегасинклинория** 77

1. Геологические результаты геофизических исследований . . . . . —
2. Некоторые вопросы истории геологического развития 86

Глава VI. **Глубинное строение мегантиклинория Большого Кавказа** 87

1. Особенности геологического строения и основные черты гравитационного поля . . . . . —
2. Строение нижней границы земной коры 88
3. Строение кристаллического фундамента 92
4. Некоторые вопросы истории геологического развития 101

Глава VII. **Глубинное строение Южнокаспийской впадины** 104

1. Геологические результаты ГСЗ 106
2. Сопоставление данных ГСЗ и гравиметрии 109
3. Строение кристаллического фундамента 112
4. Некоторые вопросы истории геологического развития 121
5. Схема тектонического районирования Южнокаспийской впадины . . . 125

Глава VIII. **Глубинное строение Куринского межгорного прогиба** 129
1. Взгляды на глубинное строение 130
2. Строение домезозойского фундамента 133
3. Об условии залегания поверхности Мохоровичича 155
4. Некоторые вопросы истории геотектонического развития 156

Глава IX. **Глубинное строение азербайджанской части мегантиклинория Малого Кавказа** 157
1. Региональные аномалии 158
2. Строение кристаллического фундамента . . . . . —
3. Изменение уровня поверхности Мохоровичича, как основной фактор, создающий региональное гравитационное поле Малого Кавказа 169
4. Некоторые вопросы истории геотектонического развития 171

Глава X. **Связь сейсмичности территории Азербайджанской ССР с глубинным геологическим строением** 174

Заключение. **Аномалии силы тяжести Азербайджана, как отражение колебательных движений земной коры** 187

Литература 194

1 р. 03 коп.

5762

АЗЕРНЕШР · 1965