

А. А. АВЕТИСЬЯНЦ

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ
УСЛОВИЯ
НЕДР
АРМЕНИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ГЕОТЕРМИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

550.36

А. А. АВЕТИСЬЯНЦ

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕДР АРМЕНИИ

3089



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1979



Аветисянц А.А. Геотермические условия недр Армении. М.: Наука, 1979 г.

В работе обобщены результаты изучения теплового поля в сложных тектонических структурах на территории Армянской ССР. Рассмотрено соотношение теплового поля Армении с тепловым полем сопредельных территорий Грузии и Азербайджана.

Приведено геотермическое районирование территории Армянской ССР, в основу которого положены тектонический, литологический, гидрогеологический факторы, а также учтены величины теплового потока. Рассмотрен вопрос о перспективах поисков термальных вод и выделены районы, наиболее благоприятные для поисков гидротерм.

Книга рассчитана на геологов, гидрогеологов и геофизиков.

Ответственный редактор

С.И. СЕРГИЕНКО

В последнее десятилетие заметно усилился интерес к изучению теплового поля недр Земли. Появилось много работ по исследованию глубинного теплового потока в различных геолого-тектонических структурах на континентах и дне акваторий. Данные геотермии сыграли большую роль в изучении строения и развития земной коры и верхней мантии, а также планеты в целом.

На общем фоне значительных успехов и достижений территория Армянской ССР долгие годы оставалась весьма слабо изученной в геотермическом отношении, и автор надеется в известной мере восполнить этот пробел.

Книга посвящена изучению геотермических условий недр Армении в связи с особенностями геолого-тектонического развития ее территории и поисками термальных вод. В основу работы положены результаты полевых и лабораторно-экспериментальных исследований автора, проведенных в период с 1964 по 1972 г., а также литературные источники по геологии, геотермии, гидрогеологии и вулканизму Закавказья.

В полевых условиях производились замеры температур в скважинах с установившимся тепловым режимом и отборе керна, а в лабораторных — определялись теплофизические свойства магматических, метаморфических и осадочных горных пород исследуемой территории. В работе использованы также замеры температур партии по изучению глубинного тепла Земли экспедиции "Нефтеразведка", геофизической экспедиции Управления геологии Армянской ССР и других организаций.

В работе приведены расчеты величин плотности теплового потока с целью выяснения природы теплового поля и его связи с особенностями геолого-тектонического развития территории Армении. По шестнадцати пунктам наблюдения для различных тектонических зон Армении рассчитаны величины плотности теплового потока и установлены закономерности его распределения. Результаты этих исследований были использованы при составлении Карты распределения теплового потока на территории СССР (главный редактор Я.Б. Смирнов).

Автором проведено геотермическое районирование территории Армянской ССР, в основу которого положены тектонический, литологический, гидрогеологический принципы, а также учтены величины плотности теплового потока. Помимо этого, в работе сделана первая попытка обобщения данных геотермических исследований, проведенных в разные годы в Закавказье И.М. Баучидзе, А.А. Геодекианом, Ф.А. Макаренко, М.А. Кашкай, Г.М. Сухаревым и др.

Рассмотрен вопрос о перспективах поисков термальных вод и выделены районы, наиболее благоприятные для поисков гидротерм. Территория

Армянской ССР в этом отношении представляет большой интерес как область альпийской складчатости, где интенсивно проявился четвертичный вулканизм и известны многочисленные выходы на поверхность термальных вод. Освоение глубинного тепла Земли открывает широкие возможности для строительства геотермических электростанций, теплофикации городов и других населенных пунктов, промышленных и сельскохозяйственных объектов, в бальнеологии и при создании обширного тепличного и парникового хозяйства.

Работа выполнялась в Лаборатории по исследованию глубинного тепла Земли Грозненского ордена Трудового Красного Знамени нефтяного института под общим руководством Г.М. Сухарева, петрографическое описание шлифов горных пород сделано Е.Н. Волковой. Окончательное оформление работа получила в Северо-Кавказском управлении по использованию глубинного тепла Земли Министерства газовой промышленности СССР.

В процессе написания книги автором были получены советы и консультации от А.Т. Асланяна, А.Л. Ананяна, В.А. Аветисяна, А.А. Габриеляна, Е.А. Любимовой, Ф.А. Макаренко, Б.Г. Поляка, Я.Б. Смирнова, а также от сотрудников Института геологии АН Армянской ССР, Управления геологии Совета Министров Армянской ССР, членов кафедры общей и прикладной геологии и гидрогеологии Ереванского государственного университета, любезно предоставивших имеющиеся материалы по геологии, гидрогеологии, вулканологии и геотермии Армянской ССР.

Всем перечисленным лицам и организациям автор выражает глубокую признательность.

КРАТКИЙ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Территория Армянской ССР занимает около 30 тыс. км². Это горная страна, являющаяся водоразделом рек Куры и Арака. Высотные отметки колеблются здесь в широких пределах — от 400 м (у сел. Мегри) до 4095 м (гора Арагац). Значительная разность высотных отметок, сложность рельефа обусловили разнообразие природных условий (климата, гидрографии, почв, растительности и т.д.).

В пределах Армении выделяются следующие основные орографические элементы.

Самхетский хребет представляет собой группу отдельных массивов, достигающих высот 2100—2400 м. Главнейшими вершинами здесь являются горы Лалвар (2545 м) и Леджан (2528 м). Южнее Самхетских гор в юго-восточном направлении проходит Базумский хребет с главной вершиной Халаб (3016 м). Между указанными хребтами на отметке 1400—1500 м расположена Лорийская котловина — плоская равнина, наклоненная к юго-востоку. От западного окончания Базумского хребта к северу, почти в меридиональном направлении, протягивается Джавахетский хребет, входящий в систему Джавахетского вулканического нагорья. К западу от Джавахетского хребта почти параллельно ему проходит Гукасянский вулканический хребет с многочисленными, хорошо сохранившимися вулканическими конусами. Южнее Базумского хребта до оз. Севан находится Памбакский хребет. Главнейшими вершинами Памбакского хребта являются Теж-Лер (3101 м) и Маймех (3082 м). Ширакский хребет тянется западнее Памбакского и отделяется от последнего Джаджурским перевалом.

На юго-восток от средней части Памбакского хребта отходит Цахкуняцкий хребет, отроги которого доходят до р. Раздан. К востоку от Памбакского хребта вдоль северо-восточного побережья оз. Севан проходит хребет Арегуни, переходящий далее на востоке в Севанский хребет. Наивысшая точка последнего — Гинал (3372 м). Главную часть водораздельной линии между бассейнами Куры и Аракса составляют хребты Памбакский, Арегунийский и Севанский. В северо-западном направлении от Севанского хребта отходит Мургузский хребет.

На стыке отмеченных хребтов расположена вершина Кенгур-Даг (3271 м), на юг от нее отходит Зангезурский хребет — самый высокий в Закавказье. Восточные отроги Зангезурского хребта переходят в Баргушатский хребет с главной вершиной Арамазд (3392 м) и Мегринский хребет. На запад от Зангезурского хребта ответвляется Айоцзорский (Даралагезский) хребет, который переходит западнее, через ущелье р. Арпа, в Урцский хребет.

Гегамское вулканическое нагорье, расположенное западнее бассейна оз. Севан, имеет форму выпуклого щита, вытянутого в субмеридиональ-

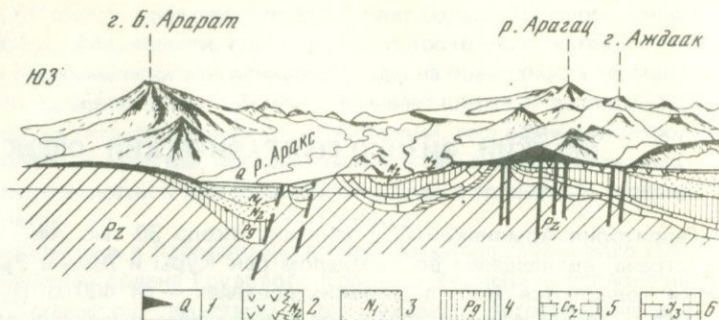


Рис. 1. Соотношение структуры и форм рельефа Армянской ССР и прилегающих районов (по Е.Е. Милановскому, 1952)

ном направлении и усаженного многочисленными вулканическими конурами.

Почти в широтном направлении, южнее оз. Севан, тянется Варденисский хребет с главной вершиной Варденис (3520 м). Этот хребет на западе сочленяется с Гегамским нагорьем, а на востоке — с Зангезурским хребтом.

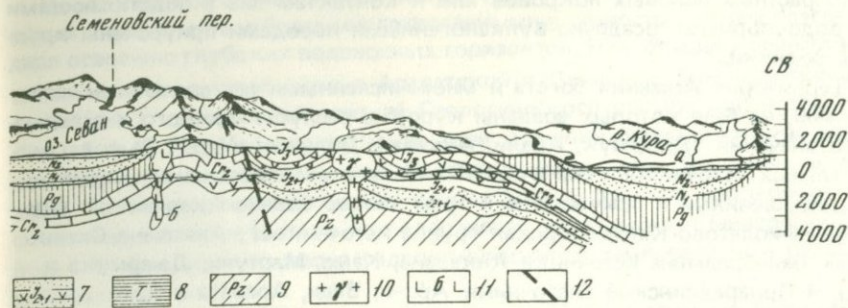
В виде куполовидного щита в западной части Армении возвышается вулканический массив Арагац с абсолютной отметкой (северная вершина) 4095 м.

Егвардско-Канакерское вулканическое плато со средней высотой 1000—1200 м расположено между массивом горы Арагац и Гегамским нагорьем. Сюникское вулканическое нагорье расположено в долине р. Воротан.

В юго-западной части республики расположена Араратская котловина со средней высотой над уровнем моря 800 м, которая ограничена с севера и северо-востока массивом горы Арагац и Гегамским нагорьем, а с юга — Армянским хребтом.

Севанская котловина лежит к востоку от Гегамского нагорья. Большая часть ее занята оз. Севан, которое образно характеризуется как самое крупное среди высоких и самое высокое среди крупных (высота над уровнем моря 1910 м, площадь около 1400 км²). Между вулканическими массивами и горными хребтами имеются многочисленные высокогорные котловины — Ширакская, Апаранская, Памбакская, Лорийская и др.

В формировании современного рельефа Армении принимали участие практически все известные рельефообразующие факторы. Многие крупные формы рельефа обусловлены тектоническим строением. Например, Севанский, Айодзорский, Урцкий и другие хребты являются антиклинальными сооружениями (Милановский, 1952). Крупные депрессии (Среднеараксинская, Севанская) соответствуют синклиналиям, но в ряде случаев отрицательные формы рельефа связаны с антиклиналиями (Памбакская долина). Соотношение структур и форм рельефа Армянской ССР и прилегающих районов показано на рис. 1. Велика роль неогенового и антропогенного вулканизма в создании современного рельефа Армянского нагорья. Вся природа Армении говорит о ее вулканическом прош-



1 — антропоген; 2 — плиоцен; 3 — миоцен; 4 — палеоген; 5 — верхний мел; 6 — верхняя юра; 7 — средняя+нижняя юра; 8 — триас; 9 — палеозой; 10 — кислые интрузии; 11 — основные интрузии; 12 — разломы

лом, — говорит А.Н. Заварицкий (1944). Ледники играли сравнительно небольшую роль в формировании рельефа.

На территории Армянской ССР выделены следующие главнейшие генетические типы рельефа (Габриелян, Бальян, 1952):

I. Скульптурно-тектонический, горно-эрозионный, включающие все складчато-глыбовые эрозионные хребты и разделяющие их горные долины и ущелья.

II. Аккумулятивный — аллювиально-пролювиальные и озерно-речные долины (Аракатская, Ширакская, Севанская, Памбакская, Лорийская и другие долины).

III. Вулканический и тектоно-вулканический, охватывающий центральную часть Антикавказа, выражен в виде вулканических плато (Джавакхетское, Лорийское, Октемберянское и другое плато), приподнятых последующими тектоническими движениями вулканических массивов (гора Арагац, Гегамское нагорье) и вулканических аппаратов — центров извержений, широко развитые в Армении.

IV. Гляциальный — в вершинных частях высоких хребтов и вулканических массивов в виде троговых долин цирков, а по периферии их — в виде моренных и флювиогляциальных накоплений.

Климат Армении отличается исключительным многообразием и четко выраженной вертикальной поясностью, обусловленной сложным горным рельефом. Армения расположена в субтропической зоне, но климат здесь имеет черты сухости и континентальности. Наибольшая среднегодовая температура +14, а наименьшая +3°. Среднегодовая сумма атмосферных осадков колеблется в пределах 200—800 мм, причем минимум приходится на Аракатскую котловину (210 мм), а максимум — на северные высокогорные районы.

Речную сеть Армении составляют более 215 рек, которые несут свои воды через Куру и Аракс в Каспийское море, причем 73,5% территории дренируется Араксом, а 26,5% — Курой. Глубина ущелий, по которым текут притоки Аракса и Куры, достигает 1400—1500 м. Основные притоки Аракса в пределах Армянской ССР — Ахурян, Касах, Раздан, Азат, Арпа, Воротан; притоки Куры — Дзорагет, Памбак и Агстев. К контактам раз-

новозрастных лавовых покровов или к контактам лав с подстилающими их водоупорными осадочно-вулканогенными породами приурочены крупные родники.

Территория Армении богата и многочисленными минеральными источниками, на базе которых возданы курорты республиканского и всесоюзного значения (Джермук, Арзни, Анкаван, Дилижан и др.). Выходы минеральных источников генетически связаны с региональными разрывными нарушениями и приурочены к трем зонам: Севано-Акеринской (Дилижан-Фиолетово-Катнахбюрская группа источников), Анкавано-Сюникской (минеральные источники Анкавана, Камс, Мартуни, Джермука и др.) и Приараксинской (источники Арзни, Веди, Арарата и др.).

ИСТОРИЯ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

С незапамятных времен термальные источники Джермук, Арзни и другие были известны не только местному населению, но и далеко за пределами Армении. Историки указывают, что горячие и тепловые источники у селений Татев и Джермук знали с IX в.

Наблюдения на минеральных источниках Армении проводились впервые горным инженером Г. Воскобойниковым (1830), который занимался обследованием свинцовых рудников Даралагеца. В его работе приводятся данные о температуре, дебите и химическом составе вод.

В 1867 г. Г. Абигом (1873) была составлена первая геологическая карта нагорной страны между Курой и Араксом масштаба 1:420000. В пояснительной записке к карте им приводятся данные о температурах вод источников. В целом же в дореволюционной Армении изучение температурных условий недр ограничивалось отдельными замерами температуры вод источников. Объектом таких исследований были целебные источники Ереванского, Нор-Баязетского, Дилижанского и Кироваканского уездов.

С первых лет Советской власти гидрогеологические исследования стали развиваться планомерно и быстрыми темпами, однако в те годы температурным измерениям уделялось еще недостаточно внимания. Чаще всего эти исследования проводились без учета времени пребывания скважин в состоянии покоя.

В 1925 г. под руководством Л.А. Оганесова (1936) были обследованы Джермукские термы, а в 1926 г. В.Н. Котляр (1930) провел многодневные наблюдения за температурой и дебитом этих вод.

С 1913 по 1953 г. А.П. Демехиным (1947, 1948, 1958) изучались минеральные воды Армении. Основное направление его работ — исследование гидроминеральных богатств с целью их исследования для курортного строительства. За период 1938—1941 гг. в Джермуке и его окрестностях проведено детальное обследование источников и пробурено 10 скважин глубиной до 64 м. В результате этих работ были открыты высокотермальные воды с большим дебитом и создана база для строительства курорта.

После Великой Отечественной войны гидрогеологические работы в Армении становятся все более многочисленными и разносторонними благодаря освоению глубоких водоносных горизонтов. Наибольшее количество скважин на воду пробурено в Араратской и Ленинканской котловинах.

С 1950 г. специальной партией Геологического управления, возглавляемой А.А. Тер-Мартirosяном, по всей Армении проводится комплексное изучение минеральных вод. В районах источников Анкавана, Дилижана, Арзни, Арарата, Джермука и ряде других пунктов пробурены скважины, которые вывели на поверхность термальные и минеральные воды. В скважинах изучался гидрохимический и температурный режим минеральных вод.

В.Л. Егояном (19566) по геологическим данным впервые были обоснованы постановки геотермических исследований в некоторых районах Армении.

В течение 1954—1958 гг. изучением термальных вод Малого Кавказа занимался Л.Н. Барабанов. На основе анализа имеющихся материалов и результатов собственных наблюдений им проведено районирование подземных вод по температурным условиям, а также рассмотрен ряд других вопросов, касающихся гидрогеологии термоминеральных вод.

А.Л. Ананян (1959) изучал геотермический режим в скважинах района курорта Джермук и по результатам исследований рассчитал величины геотермической ступени. Позднее им же (Ананян, 1966) была оценена величина плотности теплового потока для района курорта Джермук.

С 1958 г. термические измерения в основном выполнялись каротажной партией Геофизической экспедиции Армянского геологического управления с помощью электротермометров типа ЭТС. Измерения производились не менее чем через 10—15 суток после пребывания скважин в состоянии покоя.

Р.М. Мириджанян (1965) сделал попытку провести геотермическое районирование территории по величине установленных или предполагаемых средних геотермических градиентов. При этом границы геотермических районов были привязаны к границам тектонических районов, выделенным А.Т. Асланяном (1958). Р.М. Мириджанян выделяет три геотермических района.

I. Геотермический район со средним значением градиента $5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и выше. Сюда отнесена Ахтинская мегантиклинальная тектоническая зона.

II. Геотермический район со средним значением геотермического градиента $4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. К этому району относятся Присеванская и северная части Ереванской мегасинклинальных зон и Кафанская моноклиналиная зона. В район также входят северо-восточная часть Приараксинской зоны и участок Араратских источников, где геотермический градиент предполагается не ниже $4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

III. Геотермический район со средним значением геотермического градиента $3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. К этому району относятся Ереванская мульда, Приараксинская, Алавердинская и Прикуринская тектонические зоны.

В 1964 г. коллективом геологов и гидрогеологов Армении под руководством А.Т. Асланяна на основе анализа всего геологического и гид-

рогеологического материала были рекомендованы перспективные участки, в пределах которых возможно вскрытие глубоким разведочным бурением (до 4500 м) высокотермальных вод.

В последнее время Институтом геологических наук Академии наук Армянской ССР поднят вопрос об изучении геотермических условий отдельных прогибов с целью разведки и практического использования термальных вод.

Приведенный обзор работ указывает на слабую изученность геотермических условий территории Армянской ССР и необходимость их проведения с целью прикладного использования термоминеральных вод.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Территория Армянской ССР и сопредельных районов Малого Кавказа представляет собой крупнейший сложно построенный антиклинорий, имеющий запад-юго-восточное простирание шириной около 100 и протяженностью 400 км. На севере он ограничен Рионо-Куринской депрессией, на юге — депрессией Аракса.

Вопросы региональной геологии Армении рассматривались в работах В.П. Ренгартена (1941), К.Н. Паффенгольца (1959), В.Е. Хаина (1949), А.А. Габриеляна (1959, 1964), И.Г. Магакьяна (1974), А.Т. Асланяна (1958), Е.Е. Милановского (1956, 1957), В.Л. Егояна (1956а) и многих других исследователей, которые создали представление о геологическом строении Армении.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

В строении исследуемого района принимают участие отложения от докембрийских до четвертичных включительно. За исключением четвертичных, они интенсивно дислоцированы, составляют крупные, антиклинорные и синклинорные структуры, осложненные разрывными нарушениями и пронизанные интрузивными телами.

Докембрийские отложения выступают в ядрах крупных антиклинорных структур — Цахкуняцкой (Арзаканской), Ахумской, Зангезурской — и представлены метаморфизированными породами (сланцы различного минералогического состава, гнейсы, доломиты, мраморы и др.).

На основании сопоставлений со сланцами Дзирульского массива и Главного Кавказского хребта возраст метаморфических сланцев определяется как докембрийский. Мощность этого комплекса колеблется в пределах 1100—1900 м.

Самостоятельной стратиграфической единицей является агверанская свита (ордовик). Она представлена слабо метаморфизированными вулканогенно-осадочными образованиями, состоящими из диабазовых пор-

фиритов, их туфов и туфобрекчий с линзами мрамора и ороговиков. Мощность свиты достигает 800 м.

Девонские отложения в нижней части представлены толщей тонкослоистых органогенных известняков, углисто-графитизированных известняков и песчаников мощностью 1415 м. Отложения среднего девона на территории Закавказья обнажаются только в пределах Нахичеванской АССР, где слагают Садаракскую и Дагна-Велидагскую структуру (бассейн р. Арпа). Они представлены эйфельским и живетским ярусами.

Эйфельский ярус сложен почти исключительно коралловыми известняками, переслаивающимися с мергелями, известковистыми, глинистыми и песчанистыми сланцами. Известняки тонко- и среднеслоистые, слабо доломитизированные, частично окремненные, битуминозные и рассечены многочисленными прожилками кальцита. Мощность яруса 350 м. Живетский ярус представлен в основном известняками и мергелями. Вверх по разрезу яруса увеличивается содержание глинисто-мергельных пород. В низах толщи присутствуют песчаные отложения в виде примеси к известнякам. Литологически живетские известняки практически не отделимы от эйфельских, они также органогенные, битуминозные, доломитизированные и пересечены большим числом тонких прожилков кальцита и содержат множество кораллов. Живетские отложения распространены значительно шире эйфельских. Их мощность 500 м.

Верхнедевонские отложения широко развиты в пределах тех же структур, где обнажаются среднедевонские образования, а также слагают ряд антиклинальных складок, где отложения среднего девона не вскрыты: Амагу-Гнишикскую, Эрличскую, Кадрлинскую, Аргичинскую и Урцскую. Мощность отложений верхнего девона колеблется в пределах 650—1150 м. Верхний девон представлен франским и фаменским ярусами.

Франский ярус сложен отложениями терригенно-карбонатной кораллово-брахиоподовой фации. В основании яруса выделяются переходные слои от среднего девона к верхнему со смешанной средне- и верхнедевонской фауной. Мощность яруса 330—430 м.

Фаменский ярус во всех разрезах согласно залегает на франском и связан с ним постепенными переходами. Ярус состоит из терригенно-карбонатной фации. В южной части Ахтинской зоны, в Зангезуре, также развиты отложения девонского возраста, где в отличие от Араксинского пояса они сложены отложениями вулканогенно-осадочной фации и имеют вдвое большую мощность — 300—700 м.

Каменноугольные отложения развиты в тех же структурах, где и описанные выше девонские образования, за исключением Амагу-Гнишикской и Эрличской структур. Каменноугольные отложения выявлены только неполным нижним отделом — турнейским и визейским ярусами, остальная часть карбона представлена образованиями коры выветривания, мощность от 0,1 до 6 м.

Турнейский ярус — свита слюдистых песчаников, известняков, кварцитов, глинистых и углистых битуминозных сланцев. Известняки обычно коралловые и преобладают в верхах свиты, а кварциты, являющиеся по существу метаморфизованными кварцевыми песчаниками с кремни-

тым цементом, развиты в низах разреза (Асланян, 1958). Мощность турнейских отложений колеблется от 100 до 250 м.

Визейский ярус сложен породами карбонатной коралловой, фораминиферовой фаций, имеющих наибольшее распространение в западных отрогах хребта Урц. Мощность визейского яруса колеблется от 45 м на Кадрлинской антиклинали до 164 м на Сарипапской антиклинали.

Пермские отложения залегают на различных горизонтах девона и карбона и представлены в карбонатной кораллово-физиулинидовой фации. К пермским отложениям приурочены месторождения таких рудных полезных ископаемых, как медно-молибденовые и свинцово-цинковые. Мощность их колеблется от 350 до 900 м.

Общая черта докембрийских и палеозойских отложений ввиду сильной их метаморфизованности — незначительная водообильность, за исключением зон разломов и отдельных горизонтов, сложенных трещиноватыми известняками.

В пределах Армении отложения триаса имеют ограниченное распространение и встречаются в бассейнах рек Веди, Арпа, Джагри, где залегают согласно на отложениях пермского возраста. Разрез триаса выражен в карбонатной и карбонатнодоломитовой фациях. Мощность триаса достигает 300—1000 м.

На исследуемой территории юрские отложения имеют довольно широкое распространение. Основными зонами их развития являются Алавердино-Кафанская и Айодздорская. В первой зоне они сложены вулканогенно-осадочными отложениями, во второй — нормально-осадочными породами. *Юрские отложения* представлены всеми тремя ее отделами и выражены в основном вулканогенными образованиями общей мощностью около 5000 м.

Тоарский ярус — нижеааленский подъярус. Эти отложения известны в пределах Шамшадинского антиклинория. К этому возрастному интервалу условно относится терригенная свита верховья р. Ахум, на северном склоне хребта Мургуз. Свита состоит из глинистых сланцев и песчаников мощностью 120—150 м.

Байосский ярус представлен двумя свитами. К нижнему байосу относится нижняя вулканогенная свита, представленная плагиоклазовыми и авгитовыми порфиритами, общей мощностью 1000—1200 м. Эти отложения обнажаются в ядрах Шамшадинского и Кафанского антиклинорий. К верхнему байосу относится свита кварцевых порфиритов, имеющая широкое распространение в Шамшадинском, Кафанском и Алавердском районах. Общая мощность свиты достигает 600 м. К верхнему байосу относятся также вулканогенные образования, сложенные разнообразными порфиритами и их туфоконгломератами, в верхней части которых встречаются эффузии и их пирокластиты, а также туфопесчаники. Мощность вулканогенных пород 1200 м. Исключительно из терригенных образований состоит верхний байос Даралагеца, выражен он глинистыми сланцами и песчаниками мощностью около 50 м.

Батский ярус развит на севере Армении в Алавердском районе. Отложения сложены туфогенными и аркозовыми песчаниками, углистыми сланцами и потоками авгитовых порфиритов. Мощность яруса 120 м.

Породы келловейского яруса обнажаются в Алавердском рудном районе. Они трансгрессивно налегают на более древние отложения и представлены многократным чередованием песчано-глинистых и туфогенных пород с аркозовыми песчаниками, туфопесчаниками, глинистыми сланцами и пропластками черных известняков. Мощность келловейского яруса 150–200 м.

Отложения оксфордского яруса представлены вулканогенными, вулканогенно-осадочными и карбонатными породами: порфиритами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, известняками и песчаниками, мощностью около 400 м.

Кимериджский ярус в северной части республики выражен в основном нормально-осадочными породами (известняки, доломиты, песчаники), а в южной части представлен вулканогенными образованиями (порфириты и туфобрекчии) с линзами известняков. Кимериджский ярус в северной части Армении перекрывается меловыми отложениями, а в южной — постепенно переходит в фаунистически охарактеризованные отложения титона. Максимальная мощность его 600 м.

Отложения титонского яруса известны только в южной части республики (Зангезур), где они имеют широкое распространение и сложены вулканогенными образованиями (порфиритами, туфобрекчиями, туфоконгломератами) с линзами известняков. Мощность яруса 200 м.

Меловые отложения имеют широкое распространение. Выходы их на поверхность занимают значительные площади в Зангезуре, Западном Даралагезе, в бассейне р. Веди, в верховьях р. Аргичи в Арташатском и Разданском районах, на северо-восточном побережье оз. Севан, в бассейнах рек Агстев, Дзорагет и других районах. В Армянской ССР выделяется несколько зон, различающихся по стратиграфии и фациальной характеристике разрезов системы.

Породы нижнемелового возраста закартированы в бассейнах рек Дзорагет, Агстев, Тавуш, Вохчи и Воротан в зоне Антикавказа и р. Арпа в Приараксинской зоне. Наиболее древними в меловом разрезе являются тапасар-кызыл-дашские отложения (нижний титон — средний валанжин), сложенные порфиритами и вулканогенно-обломочными породами с прослоями и крупными линзами зоогенно-обломочных известняков. Мощность этой свиты достигает 1000 м. Вулканогенные фации развиты также на небольшой территории в Иджеванской зоне, где они выделяются как артаминская свита и представлены агломератами, туфами, туфобрекчиями и порфиритами. Мощность ее не более 350–400 м (район с/л. Берд). По стратиграфическому положению эта свита условно параллелизуется с тапасар-кызыл-дашской толщей Зангезура.

На отложениях тапасар-кызыл-дашской толщи трансгрессивно залегает зейвинская свита (верхний валанжин—баррем), представленная зоогенно-обломочными, оолитовыми и песчанистыми известняками. Мощность ее свыше 300 м. Отложения этого возраста распространены в Кафанском и Горисском районах.

На зейвинской свите в Зангезуре согласно залегают отложения нижнего апта, которые представлены мергелями с прослоями туфогенных песчаников и известняков. Мощность этих отложений около 100 м. Отложе-

ния верхнего апта в Зангезуре сложены туфогенными, часто известковистыми песчаниками и туфоконгломератами, редкими потоками порфиритов, известковистыми песчаниками, мергелями и известняками. Верхнеаптские отложения распространены только в восточных участках Зангезурской области, где их мощность достигает 300 м.

Альбский ярус в пределах Армении распространен преимущественно в Иджеванском районе, где представлен туфогенными породами, глауконитовыми известняками, песчаниками и известняками. Отложения альба в северных районах залегают трансгрессивно, преимущественно на юрских отложениях. Мощность их колеблется от 50 до 120 м. В южных районах отмечались изолированные участки развития альба — в долинах рек Гнишик и Джагры-чай.

Верхнемеловые отложения в приараксинской зоне Армении — в междуречье Гарни и Веди — обнажаются преимущественно в ядрах антиклинальных складок. Сантонский и датский ярусы представлены в нормально-осадочной, преимущественно глинисто-карбонатной литофации, а прочие ярусы — преимущественно в вулканогенной и вулканогенно-осадочной литофациях. Сеноманский ярус развит в северных районах и сложен туфогенно-обломочными песчаниками и конгломератами, а также известковистыми песчаниками и алевролитами мощностью около 300 м. Туронский ярус развит преимущественно в Веди-Ордубадской и Инжеванской зонах. В фациальном отношении во всех районах ярус хорошо выражен и представлен карбонатными породами. Мощность турона равна 300—350 м. Коньякский ярус образован песчано-глинистыми и вулканогенно-обломочными отложениями, иногда известково-мергельной фацией. Мощность яруса до 800—1000 м (вместе с туроном).

Сантонский ярус в пределах Ереван-Вединского бассейна и в Северо-Ширакской зоне образует исключительно известково-мергельные литофации. В восточной части Северо-Ширакской зоны сантон выражен преимущественно в вулканогенно-обломочных и песчано-глинистых литофациях. Подобные отложения характеризуют сантон Зангезура. Мощности отложений сантона колеблются от 50 до 200—300 м в Иджеванском районе, до 700 м — на северо-востоке оз. Севан, от 50 до 150—200 м — в Веди-Ордубадской зоне.

Кампанский и маастрихтский ярусы распространены в восточной части Ереван-Вединского бассейна, представлены известняками и мергелями и вместе с сантоном образуют свиту карбонатных пород. Максимальной мощности — 400 м — эта свита достигает на западном погружении Южно-Котуцкой антиклинали. Отложения датского яруса известны только в Веди-Ордубадской зоне, характерны флишеподобным чередованием известковистых песчано-глинистых пород с конгломератами. Мощность датского яруса достигает 150 м.

Отложения палеогеновой системы покрывают около 1/4 всей территории республики. Эти отложения характеризуются сильной изменчивостью фаций и мощностей. Нормально-осадочным морским отложениям в одних районах соответствуют по времени вулканогенные образования в других районах. Вулканогенные фации с большими мощностями развиты в крупных, наложенных геосинклинальных зонах и тяготеют к зонам глубинных разломов.

Отложения палеоцен-нижнеэоценового возраста представлены в Еревано-Вединском районе и Западном Айоцдзоре фацией терригенного флиша, в южном Зангезуре — вулканогенными породами и в Севано-Ширакском синклинии — как флишевыми, так и вулканогенными образованиями. Мощность их колеблется от 50—100 м (флиш Еревано-Вединского района) до 2000 м (вулканогенные отложения Зангезура).

В связи с фациальной неоднородностью отложений палеогенового возраста рассмотрим более подробно литологию отдельных стратиграфических комплексов.

Среднеэоценовые породы характеризуются наибольшим распространением, по сравнению с отложениями других эпох палеогена, и наибольшей изменчивостью фаций. По всей территории Армении среднеэоценовые отложения трансгрессивно перекрывают горизонты более древних пород — от нижнего эоцена до верхнего палеозоя. Постепенный переход от нижнего эоцена в средний наблюдается только в мульдах крупных синклиналиев.

В Севано-Ширакской зоне в среднем эоцене преобладают вулканогенные фации, а нормально-осадочные образования имеют подчиненное значение. В подошве толщи здесь залегает свита известняков, максимальная мощность которой достигает около 100 м. Выше залегает мощная, около 1500 м, свита слоистых туфогенов, представленная чередованием туфоосадочных пород: туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов, туфогенных мергелей, глин, туфосланцев, туфоконгломератов — и реже вулканических пород: андезитов, порфиритов и их пирокластолитов. Эта свита широко развита в восточной и западной частях Памбакского хребта, в Севанском и Арегутинском хребтах, на северном склоне Базумского хребта и в бассейне р. Морц. В других районах Севано-Ширакского синклиналия она фациально замещается вулканогенными образованиями (порфириты, альбитофиры и их туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, с подчиненными слоями туфоосадочных пород). В своем типичном виде эти породы развиты в центральной части Памбакского хребта и частично — на Базумском хребте.

В Ереванском прогибе средний эоцен представлен фацией глинисто-песчанистого туфогенного флиша мощностью до 1000 м. Верхний эоцен представлен также в вулканогенной и осадочной фациях. В Севано-Ширакской зоне отложения этого возраста образованы мощной (до 1000 м) свитой вулканогенных пород из андезитов, андезито-дацитов, андезито-базальтов, дацитов, липаритов и их пирокластолитов. В Ереванском бассейне верхний эоцен фациально объединен со средним эоценом и сложен отложениями глинистой и терригенно-туфогенной флишевой фации.

Верхнеэоценовые отложения в бассейне р. Веди и в западной части Айоцдзора состоят из свиты известковистых песчаников, глин, мергелей и известняков, мощность которых достигает 500—600 м.

Отложения олигоцена образованы морскими нормально-осадочными, пресноводно-озерными и вулканогенными фациями. Образования рассматриваемого возраста приурочены к крупным тектоническим депрессиям и мульдам (Среднеараксинская котловина, мульдовая часть Севано-Ширакского синклиналия).

В фации пресноводных угле-сланценосных песчано-глинистых пород олигоценовые отложения развиты к району г. Дилижана и села Бандиван (к северу от Ленинанкана), где мощность этих пород достигает 600 м. В Ереванском бассейне, бассейне р. Шагап и в западном Айоцдзоре олигоцен представлен морскими песчано-глинистыми отложениями общей мощностью 1000—1200 м.

Стратиграфически выше описанной свиты залегает красноцветная (пестроцветная) молассовая свита рыхлых песчаников, конгломератов, галечников и гипсоносных глин мощностью до 700 м. По стратиграфическому положению возраст свиты определяется как верхний олигоцен — нижний миоцен. К олигоцену относится также мощная вулканогенная свита (андезиты, их пирокластиты) Восточного и Западного Айоцдзора, Северного Зангезура, а также сходные по составу вулканогенные образования Варденисского хребта.

Отложения неогена, как и палеогена, характеризуются сильной изменчивостью фаций и неравномерностью распространения.

Осадочные породы миоцена приурочены к крупным тектоническим депрессиям и среднеараксинскому прогибу, Ленинанканской котловине и бассейну оз. Севан. В основании разреза среднеараксинского прогиба залегает свита красноцветных и пестроцветных молассов, которая трансгрессивно перекрыта мощной гипсосоленосной свитой. Эти свиты широко распространены и в западной части Араратской котловины.

По северной периферии Ленинанканской котловины миоценовые отложения сложены песчано-глинистыми, угленосно-сланценосными породами, в значительной степени туфогенными. В Айоцдзоре, на Цахкуняцком, Варденисском и Гегамском хребтах верхнему миоцену соответствует вулканогенная свита, представленная преимущественно кислыми эффузивами (дациты, липариты, обсидианы) и их пирокластитам.

В вулканогенно-осадочном комплексе образований плиоцена выделяются две фациально отличные группы пород, соответствующие нижнему плиоцену (меотис—понт) и верхнему плиоцену (акчагыл—апшерон).

Нижний плиоцен представлен преимущественно вулканогенно-обломочными породами — туфобрекчиями, туфоконгломератами и другими пирокластитам, слагающими водораздельные части Гегамского, Варденисского нагорьев, хр. Цахкуняц и Мокрых гор.

Верхний плиоцен характерен четырьмя группами пород: вулканогенной, пресноводно-озерной, хемогенной и пролювиально-флювиогляциальной. Наиболее широко распространена вулканогенная фация из долеритовых базальтов и андезитобазальтов, слагающих массив горы Арагац, Мокрые горы, склоны Гегамского нагорья, а также Ахалкалакское, Лорийское, Амасийское и другие вулканические плато. Кислые эффузии — липариты, дациты, обсидианы и их пирокласты — имеют локальное распространение и образуют главным образом отдельные рельефно выраженные экстрозивные тела. С этими вулканогенными образованиями составляют единый формационный ряд пресноводно-озерные отложения верхнего плиоцена, широко развитые в Араратской котловине, бассейне оз. Севан, Ленинанканской котловине и в бассейне р. Воротан.

Травертины верхнего плиоцена — продукты отложения минеральных источников — широко распространены по периферии Араратской котловины и генетически связаны с разрывными нарушениями. По возрасту к указанным образованиям близки покровные галечники, вскрытые буровыми скважинами под озерно-речными отложениями Ленинанканской и Араратской котловин.

В сложном комплексе *четвертичных отложений* Армении выделены пять генетически различных типов: вулканогенные (лавовые покровы, потоки, туфы), озерные и химические осадки (травертины и др.), ледниковые и речные образования. Особенно значительны лавы, которые образуют обширные покровы и потоки в районе массива г. Арагац, на Гегамском, Варденисском и Карабахском нагорьях, на склонах Большого и Малого Арарата и в бассейнах рек Вохчи и Кашуни в Восточном Зангезуре, где они на больших площадях маскируют древний рельеф, скрывая складчатые структуры и прорывающие их интрузии. Подавляющее большинство центров излияний расположено на крупных сводовых поднятиях страны, и лавы, стекая с гребней, опускаются в виде отдельных ливневых потоков далеко до подножий гор, где, сливаясь, образуют обширные лавовые покровы. Наибольшая мощность потоков 150 м, при длине 50 км (Асланян, 1958).

Среди продуктов новейшего вулканизма Армении из-за своих строительно-архитектурных качеств туфы занимают особое место. Разного цвета — красного, фиолетового и черного — эти монолитные массивные породы с глыбовой, плитчатой, а иногда и столбчатой отдельностью образуют покровы и потоки средней мощностью в несколько метров.

Травертины — известковые туфы — бывают белые, светло-серые и отчасти серые, слоистые или массивные твердые породы, но иногда и рыхлые. Крупные скопления травертинов приурочены к восточной части Араратской котловины, где они разрабатываются заводом для производства цемента. Широкое распространение травертины имеют и в системе хребта Цахкуняцк — по рекам Мармарик и Агверан. Так, например, агверанский щит травертинов (Багдасарян, 1950) занимает площадь около 10 000 м² и имеет мощность 30 м, улашкский — соответственно 1800 м² и 13 м, анкаванский — 400 м² и 10 м; арзаканский — 250 000 м², до 35 м; бужаканский 430 000 м² и 35 м.

Проявления интрузивного вулканизма в Армении охватывают время от протерозоя до верхнего плиоцена включительно. Самый древний — комплекс интрузивных пород Арзаканского кристаллического массива (габбро-пироксениты, лейкократовые плагиограниты и др.) палеозойского возраста (Габриелян, 1964). Далее следует мощный комплекс гранитоидных интрузий киммерийского или нижнеальпийского (верхняя юра—нижний мел) возраста Алавердской (Сомхето-Кафанской) зоны, которые в северной Армении местами прорывают отложения до верхней юры включительно. Гальки их встречаются в базальных слоях сеномана. В других местах эти интрузии установлены только в среднеюрских отложениях. Гранитоидные интрузии рассматриваемой зоны образуют в мезозойских породах три основные группы выходов — Алавердскую, Кохбскую и Шамшадинскую.

Следующим по возрасту является комплекс интрузивных пород среднеальпийского возраста (верхний мел—эоцен). Сюда относятся ультраосновные интрузии Присеванского офиолитового пояса, пластовые залежи гипабиссальных габбропорфиров и габбродиоритов Севано-Ширакского синклинория, гранитоидные интрузии Севано-Ширакского синклинория, а также щелочные интрузии Памбакского и восточной части Базумского хребта.

К верхнему эоцену относят мощный, сложно построенный интрузивный комплекс Мегринского плутона, который обнаруживает значительное сходство с Памбакским плутоном как по вещественному составу, так и по тектоническому положению (Мкртчян, 1958; Адамян, 1950). Оба эти комплекса расположены вдоль Анкаван-Сюникского глубинного разлома и приурочены к краевым частям Ордубадского и Севано-Ширакского синклинориев (Габриелян, 1959, 1960).

Далее следует интрузивный цикл верхнеальпийского возраста (олигоцен—плиоцен). К этой группе относятся сравнительно мелкие гранитоиды Восточного Айодзора, Северного Сюника, а также субвулканические и экструзивные тела различных трахитов, липарито-дацитов и других кислых пород Айодзора. Все эти многочисленные малые интрузии, развитые в Сисианском районе, по своему геологическому положению и составу весьма близки к интрузиям Мегринского плутона (Котляр, 1941), и по аналогии возраст их определяется как нижнемиоценовый.

К миоценовому возрасту относятся малые субвулканические и пластовые интрузии, ассоциирующиеся с вулканогенными отложениями верхнего миоцена и плиоцена. По петрографическому составу они во многом повторяют лавы вмещающих вулканогенных толщ, основными компонентами которых являются базальты, андезиты, дациты, трахилипариты и липариты. Указанные интрузии представлены лакколитами, штоками, дайками и пластовыми залежами. Эти интрузии немногочисленны и установлены в северной части Ленинканской котловины и на юге примыкающего к ней Ширакского хребта, в Приереванском районе, на Памбакском хребте, в восточной части Араратской котловины, в бассейнах рек Арпа, Воротан, Мегри.

Отметим, что сведения об абсолютном возрасте некоторых гранитоидных интрузий Армянской ССР хорошо согласовываются с геологическими данными. Так, например, абсолютный возраст биотита из пегматита Кохбской гранитоидной интрузии (северная Армения) определяется в 70 млн. лет, что соответствует по шкале Марбл верхней юре — нижнему мелу, а определение возраста образцов габбро, кварцевых диоритов, монцитов и других пород тектонической зоны Центральной Армении дает цифру в пределах 40—50 млн. лет, что соответствует эоцену (Габриелян, 1964).

ТЕКТНИКА

Условия залегания осадочного комплекса пород оказывают существенное влияние на формирование теплового режима недр и в значительной степени контролируют условия формирования, распределения и перераспределения глубинного тепла.

В настоящее время почти все геологические исследования на территории Армении основываются на трех схемах тектонического районирования, разработанных А.Т. Асланяном (1958), А.А. Габриелянцем (1959) и К.Н. Паффенгольцем (1959). Терминология, применяемая авторами схем для характеристики одноименных тектонических зон, различна. Так, описывая самые крупные структуры, К.Н. Паффенгольц дает им название зон (например, Самхето-Ганджинская — Карабахская зона). А.А. Габриелянц называет те же структуры комплексами (Самхето-Карабахский комплекс). Тектонические регионы, выделяемые А.Т. Асланяном, носят название поясов (например, Антикавказский оротектонический пояс). Несмотря на это, во взглядах указанных исследователей можно найти много общего. Все они признают трехчленное тектоническое деление территории Армении, причем история геологического развития этих трех регионов характеризуется ими примерно одинаково.

Автор при описании тектонических зон Армении (рис. 2) придерживается схемы расчленения, разработанной А.Т. Асланяном (1958). Данная схема учитывает, что глубинные разломы в пределах Армении разграничивают тектонически неоднородные блоки, различающиеся как по характеру внутренней структуры и формациям слагающих их образований, так и по ритму и размаху вертикальных движений, тем самым определяя тектоническую зональность всей территории. Ниже указывается расположение наиболее крупных глубинных разломов.

Ширакско-Зангезурский разлом намечается вдоль полосы населенных пунктов Ленинакан—Кировакан—Севан—Мартуни—Сисиан—Гиратах—Шишкерт и отделяет Ахтинскую зону от Присеванской и Кафанской тектонических зон.

Ани-Ордубадский глубинный разлом намечается вдоль полосы населенных пунктов Ани—Артик—Алапарс—Магмаган (вулкан на Гегамском нагорье)—Ехегнадзор—Азизбеков—Ордубад.

Разлом, описанный А.Т. Асланяном под названием Ереванского, намечается вдоль полосы, начинающейся от устья р. Дигор (нижнее течение р. Ахурян) и проходящей через населенные пункты Кармрашен—Агавнатун—Паракар—Тазагюх—Абовян—Двин—Даргалу—Веди—Арпа—Джагры—Джульфа.

В целом тектонический комплекс Армении и сопредельных районов Малого Кавказа представляет выгнутое к северо-востоку дугообразное геосинклинальное сооружение запад-юго-восточного простирания (Асланян, 1958). В строении комплекса принимают участие образования всех геологических возрастов — от докембрийского до четвертичного, представленные разнообразными осадочными, изверженными и метаморфическими породами, достигающими в отдельных разрезах мощности 8—10 км. В тектоническом отношении указанный комплекс представляет собой мегантиклинорий, осевая зона которого характеризуется большими мощностями, линейной складчатостью, интенсивным вулканизмом, наличием гипербазитовых интрузий.

А.Т. Асланян выделяет следующие оротектонические пояса (см. рис. 2): Антикавказский, Севанский, Араксинский. Эти пояса различаются стратиграфическими разрезами, формациями пород, типами паликативных

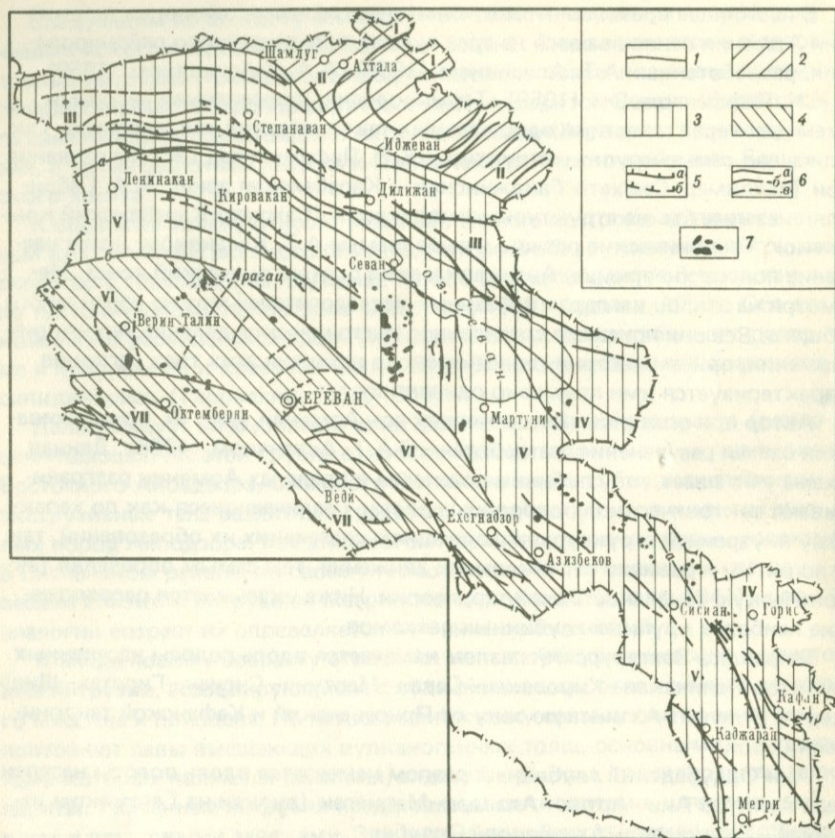


Рис. 2. Схема тектонического районирования Армянской ССР (по А.Т. Асланяну, 1958)

1 — границы тектонических зон; 2 — Антикавказский пояс и его зоны: I — Прикуринская, II — Алавердская; 3 — Севанский пояс и его зоны: III — Присеванская, IV — Кафанская, V — Ахтинская; 4 — Араксинский пояс и его зоны: VI — Ереванская, VII — Приараксинская; а-а — Ордубадский разлом, б-б — Ереванский разлом; 5 — линии синорогенных разрывных нарушений: а — достоверные, б — предполагаемые; б — оси антиклинальных складок: а — достоверные, б — предполагаемые; в — установленные по геофизическим данным; 7 — центры вулканических извержений

структур, историей интрузивного и эффузивного вулканизма и металлогеническими особенностями и в свою очередь подразделяются на зоны.

Антикавказский пояс располагается между Храмско-Куринской низменностью с одной стороны и системой Базумского, Генджалинского, Иджеванского и Мургузского хребтов — с другой и включает в себя две зоны.

Прикуринская мегасинклинальная зона охватывает предгорья Малого Кавказа, примыкающие непосредственно к Храмско-Куринской низменности. Здесь основной этап складчатости — предолигоценный.

В строении Прикуринской зоны большую роль играют вулканогенно-осадочные образования верхнего мела мощностью до 2000 м и вулканогенные отложения среднего эоцена мощностью до 500 м. Характерным для зоны является преобладание линейной складчатости общекавказского простирания, отсутствие абиссальных гранитоидных интрузий, широкое развитие малых и субвулканических интрузий.

Алавердская мегантиклинальная зона протянулась по линии Алаверди—Иджеван—Заглик. Основные этапы складчатости — предэоценовый и пред-олигоценовый.

В строении Алавердской зоны принимают участие следующие отложения: юрские суммарной мощностью до 5000 м, меловые — до 1500 м, эоценовые — до 800 м и миоплиоценовые — до 1000 м, а также интрузивные породы кислого и частично основного состава. Субстратом являются метаморфические сланцы зопалеозоя. Для Алавердской зоны характерно широкое развитие юрских и меловых вулканогенных образований, кулисообразное расположение локальных складчатых структур, имеющих антикавказское простирание, широкое развитие постмагматических руд колчеданного и полиметаллического типов.

Севанский пояс включает центральную дугу Малого Кавказа в составе хребтов Базумского, Ширакского, Геджалинского, Памбакского, Цахкуняцкого, Иджеванского, Мургузского, Арегунийского, Севанского, Варденисского, Капутджухского, Мегринского с котловиной оз. Севан и подразделяется на следующие зоны (Асланян, 1958): Кафанскую — с предолигоценовым и предверхнемиоценовым этапами складчатости, Ахтинскую — предюрским и предолигоценовым этапами складчатости.

Присеванская мегасинклинальная зона охватывает полосу шириной около 30—35 км вдоль населенных пунктов Амасия—Степанаван—Кировакан—Дилижан—Красносельск—Басаргечар. В строении зоны принимают участие чередующиеся толщи глинистых сланцев, известняков и вулканогенных пород верхней юры мощностью до 1500 м, вулканогенно-осадочные отложения турона—коньяка мощностью до 1000 м, глинистые известняки сантона—маастрихта мощностью до 600 м, вулканогенные отложения эоцена мощностью до 4500 м, песчано-глинистые угленосно-сланценовые отложения верхнего олигоцена мощностью до 1000 м, а также миоплиоценовые лавы. Широкое распространение здесь имеют дайкообразные и штокообразные интрузии габбро-перидотитового и иногда липарито-дацитового состава, средне-верхнеэоценового возраста, трещинные и штокообразные абиссальные интрузии гранодиоритов и щелочных сиенитов эоценового возраста и малые субвулканические интрузии верхнемелового возраста, приуроченные к крайней западной части зоны.

Кафанская моноклиналильная зона охватывает пространство шириной 30—35 км, лежащее к восток-северо-востоку от линии Басаргечар—Сисиан—Гиратех—Шишкерт. Зона представляет собой погружающийся к восток-северо-востоку моноклинорий, осложненный пологой складчатостью северо-северо-западного простирания. В ее строении принимают участие порфириново-кератофировая толща нижней юры мощностью 1500 м, кварцевые порфириты верхнего байоса, порфириты, туфобрекчии и коралло-

вые известняки верхнего оксфорда — кимериджа, известняки титона, порфиристы, туфобрекчии и известняки валанжина, готерива и баррема, мергели и граувакки апта, известняки, песчаники, туфогены и глинистые сланцы турона—коньяка суммарной мощностью порядка 3000 м (бат—коньяк), туфобрекчии и лавы миоплиоценового и четвертичного возраста. Интрузивные породы (гранодиориты и габбро) образуют небольшие штокообразные тела, относимые к позднезоеновому возрасту. Для зоны характерно медно-серноколчеданное, оливин-магнетитовое и полиметаллическое оруденение (Кафан, Хдранц, Кашуни, Сваранц, Шикахох), известны также небольшие проявления медно-молибденового и гематитового оруденения (Асланян, 1958).

Ахтинская мегасинклинальная зона шириной 30—35 км прослеживается по полосе Ленинакан—Ахта—Джермук—Сисиан—Каджаран—Мегри и ограничивается глубинными разломами: Ширакско-Зангезурским — с северо-востока и Ани-Ордубским — с юго-запада. В строении зоны принимают участие зопалеозойские метаморфические сланцы и порфиристы мощностью более 3000 м, вулканогенно-осадочные отложения девона мощностью до 3000 м, порфиристы лейаса мощностью до 400 м, вулканогенные отложения эоцена мощностью до 2500 м, покровные вулканогенно-осадочные отложения верхнего миоцена—понта, лавы и озерные отложения верхнего плиоцена и антропогена суммарной мощностью до 1500 м (Асланян, 1958). Широко развиты здесь интрузивные породы, принадлежащие к различным возрастным подразделениям. С позднезоеновыми гранодиоритами генетически связаны характерные для этой зоны рудные месторождения молибденита, халькопирита, галенита и сфалерита.

Кроме отмеченных выше граничных глубинных разломов, для Ахтинской зоны наиболее крупными разрывными нарушениями являются Цахкуняцкий, Мармарикский и Восточно-Капутджухский, которые прослеживаются по простиранию на 40—50 км. Многочисленные минеральные источники приурочены к этим разрывам, а по простиранию Мармаринского разлома располагается цепь четвертичных вулканов Гегамского нагорья.

Араксинский пояс охватывает внутреннюю дугу Малого Кавказа в среднем течении р. Аракс, вместе с Таврским оротектоническим поясом образует миогеосинклиналь, характеризующуюся развитием нормально-осадочных фаций, отсутствием абиссальных гранитоидных интрузий, значительной концентрацией гидротермальных руд. Пояс подразделяется на две зоны:

а) Ереванскую мегасинклинальную с важнейшими этапами складчатости: предюрским, предзоеновым, предверхнезоеновым, предверхнемиоценовым, среднеплиоценовым;

б) Приараксинскую мегаантиклинальную с важнейшими этапами складчатости: предверхнемиоценовым, предзоеновым, доверхнезоеновым и среднеплиоценовым.

Ереванская зона протягивается вдоль полосы населенных пунктов Талин—Аштарак—Ереван—Джерманис—Элпин—Арени—Гюлистан шириной 30—35 км. С северо-северо-востока она ограничивается Ани-Ордубадским глубинным разломом, а с юга и юго-запада — Ереванским. В ее строении участвуют образования девона, карбона и перми (кварциты, известняки,

песчано-глинистые сланцы) мощностью 1500 м; триаса (известняки, доломиты, аргиллиты и песчаники) мощностью до 1000 м; байоса и бата (глинистые сланцы и углистые песчаники) мощностью 200—300 м; альба и сеномана (песчаники и глины) мощностью 500 м; турона—коньяка (порфириды с прослоями рудистых известняков) мощностью до 500 м; сантона, кампана, маастрихта, датского яруса — палеоцена (базальные конгломераты и песчаники, глинистые известняки и мергели) мощностью до 800 м, эоцен-олигоцена (туфогены и граувакки с силловыми интрузиями габбро-порфиридов, туфогенные песчаники, глины, коралловые известняки, конгломераты и ракушечники) мощностью 4000 м; нижнего—среднего миоцена (молассы и гипсоленосные отложения) мощностью 1700 м; верхнего сармата (песчаники, глины и мергели с прослоями ракушечников, известняков и горючих сланцев) мощностью до 800 м; покровные вулканогенные отложения миоплиоцена; лавовые покровы, наносы и травертины верхнего плиоцена и антропогена. Интрузии габбро-периidotитовой формации отмечены в турон-коньякской вулканогенной толще, пластовые интрузии габбро-порфиридов — в эоценовых отложениях (Асланян, 1958). Кроме граничных глубинных разломов, существуют разрывные нарушения небольшой протяженности и амплитуды, например разрыв в сводовой части Зангинской и Шорахпюрской антиклиналей по линии г. Абовян — сел. Байбурд.

Приараксинская мегаантиклинальная зона шириной 30—35 км охватывает Араратскую низменность и Урцский хребет и ограничивается Ереванским и Араратским глубинными разломами. В ее строении в восточной части Араратской котловины и в районе Урцкого хребта принимают участие глинистые сланцы верхнего силура—нижнего девона мощностью более 1500 м, известняки, песчаники, кварциты и глинистые сланцы среднего—верхнего девона и нижнего карбона мощностью до 3000 м: известняки и сланцы перми мощностью 500 м; известняки и доломиты нижнего и среднего триаса мощностью 1500 м; конгломераты, песчаники и известняки турона—коньяка мощностью 300 м; конгломераты, песчаники, мергели и глинистые известняки сантона—маастрихта мощностью до 400 м; конгломераты, песчаники и известняки среднего—верхнего эоцена мощностью до 500 м; песчаники и глины олигоцена мощностью до 300 м.

Палеозойские и триасовые отложения выступают здесь в качестве фундамента. В центральной и западной частях котловины фундаментом являются кристаллические сланцы эопалеозоя. Над фундаментом здесь залегают отложения эоцена-олигоцена мощностью около 250 м и нижнего—среднего миоцена мощностью до 220 м.

В западной части котловины разрез становится более полным, за счет свиты туфогенов среднего эоцена, гипсоносно-соленосной свиты миоцена, песчано-глинистых отложений, сармата и мощный маласово-соленосной толщи меотиса-понта мощностью до 3000 м (Асланян 1958).

В районе Кобхской мульды отмечены интрузивные ультраосновные породы, приуроченные к верхнему мелу, и диабазовые дайки, пересекающие среднепалеозойские отложения.

В основу геотермических обобщений положены результаты замеров температуры в скважинах, расположенных на территории Армении, и данные о теплофизических свойствах горных пород, отобранных из тех же скважин. Определение теплофизических свойств пород проведено в Лаборатории по исследованию глубинного тепла Земли Грозненского нефтяного института.

Замеры температур нами были начаты в 1964 г. в скважинах, расположенных на территории юго-западной части Армении. Температура измерялась термометрами типа ТГГ (термометр, глубинный геликсный), сконструированными в Грозненском нефтяном институте под руководством Г.Г. Полякова. При анализе геотермических условий использовались также замеры температур электротермометрами, результаты которых тщательно анализировались, при этом сомнительные данные исключались. Для контроля температурных измерений замеры в скважинах проводились спаренными термометрами. Температура в точке замера определялась как среднеарифметическое из показаний двух термометров. Перед началом исследований используемые термометры выверялись на поверхности по показаниям контрольных термометров высокой точности.

Замеры температур производились через 5, 10, 25, 50, 100 м, в зависимости от литологии разреза. Кроме того, замеры обязательно приурочивались к контактам различных литолого-стратиграфических комплексов. Продолжительность измерения температуры в каждой точке равнялась 10–12 мин. Для замера температур выбирались скважины с установившимся тепловым режимом. Время пребывания в покое для большинства скважин исчисляется годами, а отдельными — месяцами.

Для каждого литолого-стратиграфического комплекса определялись частые значения геотермической ступени ($м/°C$) по формуле

$$G = \frac{H_2 - H_1}{t_2 - t_1},$$

где H_1 и H_2 — соответственно глубины залегания кровли и подошвы горизонта, t_1 и t_2 — температуры на этих глубинах.

Термометрические измерения произведены в следующих скважинах: Раздан-11, Октемберян-Опорная, Каракала-14, Лукашин-4, Ниджерлу-12, Карабахлар-1, Чатма-1, Анкаван-1 (глубокая), Дилижан-66а, Сисиан-188, Каджаран-480, Кафан-1061, Горис-149 (с. Тех). По этим же скважинам рассчитаны величины плотности теплового потока. Для расчетов, помимо замеров температуры, потребовалось изучение особенностей геологического строения региона, литологического состава горных пород, гидрогеологических условий и теплофизических свойств горных пород.

Теплофизические свойства горных пород характеризуются коэффициентом теплопроводности (λ), температуропроводности (a) и удельной теплоемкостью (C).

Теплопроводность характеризует способность горных пород к передаче тепла кондукцией, конвекцией и теплоиспусканием и определяется количеством тепла в килокалориях, которое протекает за 1 ч при установившемся тепловом состоянии через 1 м³ объема породы, имеющего поперечное сечение 1 м² и длину 1 м при изменении температуры в один градус на единицу длины. При теплообмене теплопроводностью тепловая энергия передается непосредственным соприкосновением молекул, атомов и ионов горных пород, находящихся в тепловом движении, или диффузией свободных электронов в самородных металлах.

Размерность коэффициента теплопроводности во внесистемных единицах, используемых в геофизической практике, следующая:

$$\lambda = \frac{Q}{S \tau \frac{t_1 - t_2}{x}},$$

где Q — количество тепла, ккал; S — поперечное сечение образца, см²;

τ — время, с; $\frac{t_1 - t_2}{x}$ — градиент температур, град/см.

В международной системе единиц коэффициент теплопроводности определяется удельным тепловым потоком, направленным по нормали к изотермической поверхности при изменении температуры по этому направлению в один градус на единицу длины

$$\lambda = \frac{q}{\text{grad } t} \text{ (вт/м} \cdot \text{град)},$$

где q — поверхностная плотность теплового потока или удельный тепловой поток, вт/м²; $\text{grad } t$ — температурный градиент, град/м.

Способность пород поглощать либо аккумулировать тепловую энергию при теплообмене характеризует удельная теплоемкость пород. Удельная теплоемкость системы есть количество теплоты, необходимое для изменения на один градус температуры массы тела

$$C = \frac{dq}{p \Delta t} \text{ (ккал/кг} \cdot \text{град)},$$

где dq — количество тепла (ккал), потребное для нагревания килограмма массы вещества при изменении его температуры на Δt (°C) в интервале температур от t_1 (начальная температура тела) до t_2 (конечная температура) в °C.

В международной системе единиц удельная теплоемкость определяется по формуле $C = dq/dt$, где dq — удельное элементарное количество сообщаемого тепла, дж/кг; dt — элементарное изменение температуры тела, град; C — истинная массовая теплоемкость, дж/кг · град.

Температуропроводность (a) горных пород характеризует скорость изменения температуры пород вследствие поглощения или отдачи тепла в условиях нестационарного теплового процесса, т.е. теплоинерционные свойства горных пород.

Коэффициент температуропроводности есть отношение теплопроводности вещества к его удельной объемной теплоемкости при неизменном давлении $a = \lambda / \gamma c_p$, где λ — коэффициент теплопроводности, ккал/м · ч · град; γ — плотность, кг/м³; c_p — удельная массовая теплоемкость при неизменном давлении, ккал/кг · град.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Существующие методы определения теплофизических свойств горных пород подразделяются на две группы: основанные на принципе стационарного теплового режима и нестационарные методы.

Методы, основанные на принципе стационарного теплового режима, весьма трудоемки. Им присущи следующие недостатки: большая продолжительность опыта (установление стационарного режима длится 8–12 ч, а иногда сутки, в то время как влажность образца во времени меняется и за счет длительности опыта вносится большое искажение в результаты); сложность и громоздкость установок; трудность обработки образца горной породы для осуществления хорошего контакта между образцом породы, нагревателем и холодильником.

В настоящее время наибольшее распространение получили исследования теплофизических свойств горных пород методом нестационарного теплового режима. Разновидностью этого метода является метод регулярного теплового режима, разработанный Г.М. Кондратьевым в 1929 г. Метод основан на определении темпа охлаждения тела в среде постоянной температуры после наступления так называемого регулярного режима. Измерительные системы, построенные с помощью этого метода, отличаются простотой и высокой точностью.

Расчет коэффициента теплопроводности производится по формуле $\lambda = ac\gamma$, где λ — коэффициент температуропроводности, c — удельная теплоемкость, γ — плотность.

Коэффициент температуропроводности нами определялся методом регулярного режима первого рода или методом акалориметра. Необходимым условием этого метода является соблюдение неравенства $a = 20\lambda V/KS$, где a — коэффициент теплоотдачи, ккал/м² · ч · град; λ — коэффициент теплопроводности, ккал/м · ч · град; V — объем образца, м³; S — его поверхность, м², K — коэффициент формы, м².

Для цилиндра радиуса R и высотой Z коэффициент формы определяется по формуле

$$K = \frac{1}{\left(\frac{5,783}{R^2} + \frac{9,87}{Z^2} \right)^{-1}},$$

а для прямоугольного параллелепипеда с ребрами L_1, L_2, L_3 — по формуле

$$K = \frac{1}{\pi^2 \left(\frac{1}{L_1^2} + \frac{1}{L_2^2} + \frac{1}{L_3^2} \right)^{-1}}.$$

Для образцов малых размеров в силу нарушения необходимого условия $\alpha \rightarrow \infty$ автором применялся метод Г.М. Кондратьева, усовершенствованный А.Ф. Бегунковой и И.Г. Киссиным (1965).

Образцам горных пород придавалась правильная геометрическая форма (цилиндра или параллелепипеда). Подготовка торцевых поверхностей керны, которые должны быть плоскими и перпендикулярными оси цилиндра, проводилась на камнерезном станке или посредством шлифовки.

Измерение темпа охлаждения испытуемого образца осуществлялось с помощью дифференциальной термопары. Изготавливалась она из медной и константовой проволоки диаметром соответственно 0,3 и 0,2 мм, длиной 1,5–2 м. Концы проволоки помещались в тонкую фарфоровую двухканальную трубочку длиной 7–10 см и сваривались в пламени вольтовой дуги. Подготовив оба спая термопары — “холодный” и “горячий”, разрезают медную проволоку пополам и соединяют ее концы с гальванометром. Для регистрации замеров применялись зеркальные гальванометры М-17/7 с чувствительностью 10^{-9} А. Предохранение гальванометра от перегрузки и выбор оптимального диапазона шкалы обеспечивались введением в цепь сопротивления. По оси цилиндрического образца для заделки “горячего” спая термопары просверливалось отверстие до середины образца.

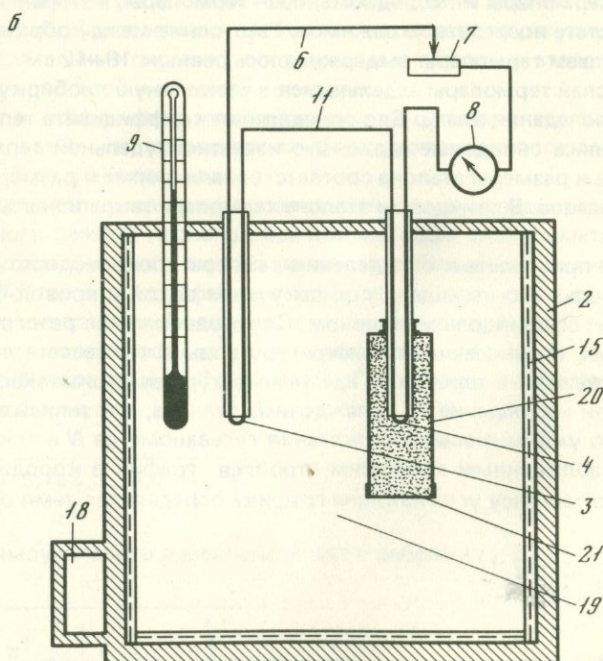
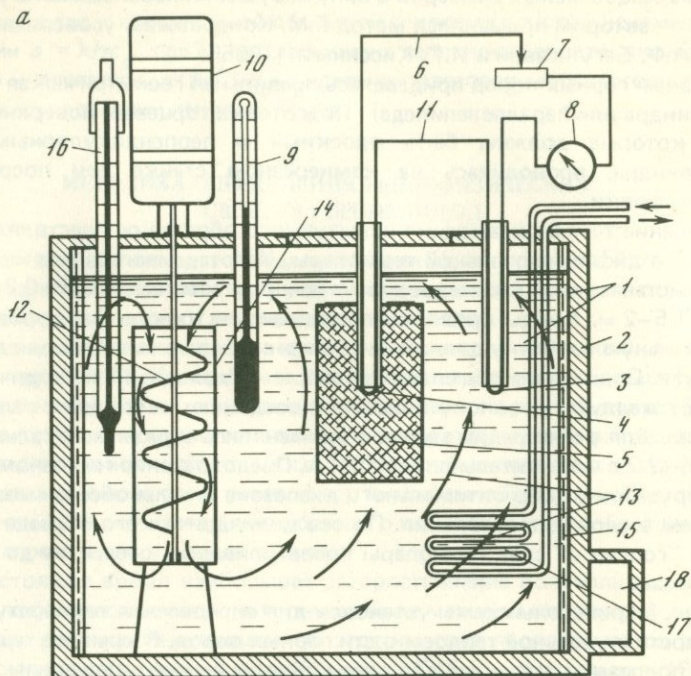
На рис. 3 приведены схемы установок для определения температуропроводности и удельной теплоемкости горных пород. В крышке термостата были прорезаны отверстия для ввода образца с вмонтированным “горячим” спаем термопары и “холодного” спая термопары, которые крепились на термостате посредством зажимов. Расстояние между образцом и “холодным” спаем термопары выдерживалось равным 10–12 см.

Холодный спай термопары заделывался в стеклянную пробирку и изолировался от попадания влаги. Для определения коэффициента теплоотдачи использовались свинцовые эталоны с известной удельной теплоемкостью. Форма и размеры эталона соответствовали форме и размерам испытуемых образцов. В свинцовом эталоне термопара закреплялась сплавом Вуда.

Прежде чем приступить к определению температуропроводности образца горной породы, его насыщали под вакуумом водой и проводили на установке опыт со свинцовым эталоном. Свинцовый эталон разогревался до температуры, превышающей температуру воды в термостате на 20–25°C; его погружали в термостат, где температура выдерживалась постоянной, и вели наблюдение за охлаждением эталона, т.е. записывали соответственно уменьшающиеся показания гальванометра N и текущее время τ . По наблюдаемым значениям строился график в координатах $\ln N = f(\tau)$ и по тангенсу угла наклона графика определялся темп охлаждения

$$m_N = \frac{\ln N_1 - \ln N_2}{\tau_2 - \tau_1},$$

где $\ln N_1$ и $\ln N_2$ — точки на графике, соответствующие времени τ_1 и τ_2 .



Опыт с эталоном повторялся несколько раз, и, убедившись в стабильности определений, рассчитывалось среднее значение $m_{\text{ср}}$. Коэффициент теплоотдачи определялся по формуле $\alpha = \frac{1}{\psi} \frac{C_N m_N}{S_N}$, где C_N — полная

теплоемкость эталона, S_N — полная его поверхность.

Полная теплоемкость эталона равна $C_N = c_N P_N$, где c_N — удельная теплоемкость свинца, равная 0,031 ккал/кг · град; P_N — вес эталона, кг; ψ — безразмерный параметр равный M/N . Критерии M и N находились по формулам (Кондратьев, 1957)

$$M = \frac{H}{\sqrt{H^2 + 1,437 H + 1}}, \quad H = \frac{\alpha}{\lambda_N} \frac{K S_N}{V_N},$$

где K — коэффициент формы; λ_N — коэффициент теплопроводности свинца, равный 30 ккал/м · ч · град; V_N — объем эталона.

Для расчета H принимаем $\psi = 1$. Определив значение H , находим уточненное значение ψ . Повторяем эту операцию до тех пор, пока последовательные значения ψ не будут близки. По последнему значению ψ рассчитывается коэффициент теплоотдачи α .

Как и для свинцового эталона, определяли темп охлаждения образца горной породы. Опыт повторяется несколько раз до получения стабильных результатов. Для расчета бралась средняя величина темпа охлаждения $m_{\text{ср}}$. Коэффициент температуропроводности a в первом приближении оценивался по формуле $a = Km$, где K — коэффициент формы образца горной породы. Затем рассчитывалась приближенная величина коэффициента теплопроводности λ . По величине критерия H находился критерий M . По значению M определялось $m_{\infty} = m/M$. Затем рассчитывался коэффициент температуропроводности во втором приближении по формуле $a_2 = Km_{\infty}$. Величина a_2 принималась за истинное значение коэффициента температуропроводности в том случае, если она не отличалась от a более чем на 20%, ибо, как показали расчеты, следующее приближение не будет отличаться более чем на 2–3%. Если a_2 превышает a более чем на 20%, то делается расчет третьего приближения; по значению a_2 подсчитываются величины λ_2 , H , M , m_{∞} и a_3 . По уточненной величине a окончательно рассчитывался коэффициент теплопроводности.



Рис. 3. Схемы установок для определения теплофизических свойств горных пород (а — температуропроводности, б — теплоемкости)

1 — термостат с водой; 2 — теплоизоляция; 3 — холодный спай; 4 — горячий спай; 5 — образец породы; 6 — медная проволока; 7 — магазин сопротивлений; 8 — гальванометр; 9 — контрольный термометр; 10 — электродвигатель; 11 — константановая проволока; 12 — мешалка; 13 — направление движения воды; 14 — направляющая труба; 15 — электронагреватель; 16 — контактный терморегулятор; 17 — холодильник; 18 — электротерморегулятор; 19 — камера спокойного воздуха; 20 — микрокалориметр; 21 — порошок исследуемой породы.

Определение удельной теплоемкости осуществлялось методом микрокалориметра. Горная порода измельчалась до состояния однородного порошка. Этим порошком наполнялся микрокалориметр, который представляет собой полый латунный цилиндр высотой 60 мм и диаметром 20 мм. Внутри микрокалориметра вделана медно-константановая дифференциальная термopapa, которая служит для измерения разности температур между микрокалориметром и камерой спокойного воздуха.

Микрокалориметр подвешивается в камере спокойного воздуха на крючки, изготовленные из теплоизоляционного материала. К гальванометру подключается термopapa. Микрокалориметр, заполненный доверху однородным порошком, нагревался на 20–25° выше температуры камеры спокойного воздуха. Затем микрокалориметр подвешивался в камере спокойного воздуха, концы термopapы подсоединялись к гальванометру, после чего закрывалась крышка камеры спокойного воздуха, велись наблюдения за показаниями гальванометра, строился график в координатах $\ln N = f(\tau)$, по которому и определяли темп охлаждения m_x . Микрокалориметр вынимался из камеры, отключался от сети гальванометра, высыпался материал и взвешивался с погрешностью не более 0,5%.

В камеру спокойного воздуха вместо микрокалориметра может подвешиваться альфа-калориметр, который представляет собой таких же размеров, как микрокалориметр, цельный латунный цилиндр с соответствующей обработкой поверхности. В альфа-калориметр также вделана термopapa, которая при проведении опыта подключалась к гальванометру. Альфа-калориметр, как и микрокалориметр, нагревался на горячем песке, затем подвешивался в камере спокойного воздуха. Наблюдалось его охлаждение, строился график, определялся темп охлаждения m_3 . Запись показаний гальванометра проводилась в том же интервале чисел, что при наблюдении за охлаждением микрокалориметра.

Критерий H рассчитывался по формуле (Кондратьев, 1954).

$$H = \frac{A m_x}{\lambda} \left[\frac{m_3}{m_x} C_3 - C_1 \right],$$

где C_3 и C_1 — полные теплоемкости альфа-калориметра и микрокалориметра; $A = k/v$ (k, v — постоянные величины для данного микрокалориметра, учитывающие коэффициент формы и объем); λ — коэффициент теплопроводности испытуемого материала. Приближенное значение λ для измельченной породы принимается равным 0,2 ккал/м·ч·град. Применяемый нами прибор имел следующие постоянные величины: $A = 0,844 \text{ м}^{-1}$; $C_3 = 0,0145 \text{ ккал/град} \cdot \text{кг}$; $C_1 = 0,00228 \text{ ккал/град} \cdot \text{кг}$. По величине H находим величину безразмерного параметра ψ и рассчитываем теплоемкость

$$C = \frac{\psi}{Q} \left[\frac{m_3}{m_x} C_3 - C_1 \right],$$

где Q — вес испытуемого материала, кг.

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Для расчета величины плотности теплового потока необходимо знать теплофизические свойства горных пород, слагающих разрез той скважины, по которой имеется качественный замер температуры. Теплофизические свойства горных пород для исследуемой территории определены нами впервые. Горные породы отбирались из следующих скважин: в Приереванском районе — в 12–14 км к северу от Еревана; Октемберянском районе — в 5–12 км от г. Октемберян; из скважин Карабахлар-1 и Чатма-1 (Чатминский прогиб), Ниджерлу-12 (Ранчпарский прогиб), Анкаван-1 (глубокая), Дилижан-66а, Сисиан-188, Кафан-1061, Каджаран-480, расположенных вблизи одноименных населенных пунктов. Исследованию подвергались магматические, метаморфические и осадочные горные породы.

При проведении экспериментальных исследований установлены широкие пределы изменения величин тепло- и температуропроводности для различных типов пород. Результаты исследований теплофизических свойств горных пород приведены в табл. 1.

Из осадочных пород наибольшими коэффициентами теплопроводности — 4,91–5,89 ккал/м · ч · град и температуропроводности — $(106,12 - 118,52) \cdot 10^{-4}$ м²/ч отличается каменная соль. Наименьшими коэффициентами теплопроводности — 0,78–0,80 ккал/м · ч · град и температуропроводности — $(23,84 - 24,06) \cdot 10^{-4}$ м²/ч характеризуются диатомитовые глины верхнего плиоцена Сисианского района. Низкими значениями коэффициентов теплопроводности — 1,11–1,51 ккал/м · ч · град отличаются глины сарматского возраста, пестроцветной толщи, среднего–нижнего возраста олигоценовой и шорахпюрской толщ Разданского района.

Теплопроводность песчаников и алевролитов изменяется в широких пределах, в зависимости от структурно-текстурных признаков, состава обломочного материала и цемента, и составляет от 1,11 до 2,48 ккал/м · ч · град. Наличие в песчаниках зерен ангидрита, кальцита, пирита и других рудных минералов приводит к повышению тепло- и температуропроводности.

Наибольшей стабильностью коэффициентов теплопроводности отличаются известняки верхнемелового возраста. Их теплопроводность изменяется в пределах от 1,96 до 2,57 ккал/м · ч · град, а температуропроводность — от $32,35 \cdot 10^{-4}$ до $44,88 \cdot 10^{-4}$ м²/ч.

Высокими значениями коэффициентов тепло- и температуропроводности — соответственно 2,81–2,87 ккал/м · ч · град и $(51,53 - 51,43) \cdot 10^{-4}$ м²/ч — отличаются метаморфические сланцы позднепротерозойского–раннепалеозойского возраста, что объясняется их высокой плотностью. Для вулканогенно-осадочных пород установлены широкие пределы изменения коэффициентов теплопроводности (1,11–2,33 ккал/м · ч · град) и температуропроводности $(24,98 \cdot 10^{-4} - 40,30 \cdot 10^{-4}$ м²/ч), что объясняется различными содержанием рудных минералов и влажностью. Из магматических пород следует отметить высокую теплопроводность гранита — 2,67 ккал/м · ч · град, диабазы — 2,16 и монзонитов, у которых эта величина изменяется от 1,56 до 2,27 ккал/м · ч · град.

Для монцитонитов Каджаранского района наблюдается увеличение с глубиной величины коэффициента теплопроводности. Рост теплопроводности монцитонитов с глубиной можно объяснить увеличением содержания молибдена¹.

Коэффициент теплопроводности кварцевых порфиров Кафанского месторождения изменяется от 2,16 до 2,51 ккал/м · ч · град, а температуропроводность изменяется от $43,08 \cdot 10^{-4}$ до $51,86 \cdot 10^{-4}$ м²/ч. Эти породы по своим теплофизическим свойствам сходны с известняками верхнего мела скв. Карабахлар-1.

В данной работе рассмотрено в основном изменение коэффициента теплопроводности пород, поскольку его величина используется при расчете теплового потока. В табл. 1 приведены также и величины коэффициента температуропроводности, удельной теплоемкости, влажности и плотности горных пород, которые также определялись в лабораторных условиях.

Таблица 1
Теплофизические свойства горных пород Армянской ССР

№ скважины интервал отбора образца, м	Литоло- гия	Возраст пород	Коэффи- циент теп- лопровод- ности, ккал/м · · ч · град	Коэффици- ент темпера- туропровод- ности, м ² /ч · · 10 ⁻⁴	Удельная теплоем- кость, ккал/кг · · град	Плот- ность, кг/м ³	Влаж- ность по- роды, %
1	2	3	4	5	6	7	8
Приереванский район							
16 1266—1269	Песчаник	Эоцен	1,68	28,68	0,239	2450	4,6
16 1266—1269	"	"	1,86	31,85	0,247	2366	7,1
16 1460—1463	Туфокон- гломерат	"	1,63	26,93	0,203	2490	5,6
16 1460—1463	"	"	1,78	29,46	0,247	2447	5,7
16 1488—1491	"	"	2,14	37,57	0,228	2497	4,1
16 1856—1868	Вулканиче- ский туф	"	1,63	28,78	0,236	2394	3,1
16 1865—1868	"	"	1,47	26,83	0,230	2383	2,9
16 1931—1934	Алевролит	"	1,89	34,08	0,211	4631	1,6

¹ Установлено на основании анализов содержания молибденовой руды по разрезам разведочных скважин.

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
16 1931—1934	Вулканиче- ский туф	"	1,55	27,71	0,227	2459	2,6
16 1952—1955	Туфопес- чаник	"	1,56	28,58	0,221	2464	3,0
16 1982—1985	Алевролит	"	1,69	29,64	0,233	2444	2,4
4 2036—2039	Туфопес- чаник	"	1,62	27,30	0,247	2403	6,2
4 2183—2187	"	"	1,82	31,33	0,235	2467	4,4
20 2343—2347	"	"	1,95	30,05	0,268	2424	6,0
15 1065—1070	Песчаник глинистый	Шорах- пюрская свита (нижний + средний олигоцен)	1,52	26,42	0,257	2236	4,4
15 1110—1118	Глина	Нижний + средний олигоцен	1,38	27,31	0,220	2288	2,2
5 2079—2083	Песчаник	То же	1,68	27,61	0,256	2370	6,6
4 1603—1610	Глина	"	1,18	21,38	0,248	2234	6,9
4 1688—1693	Глинистый песчаник	"	1,66	25,51	0,279	2330	8,8
4 1868—1875	Песчаник	"	1,78	29,96	0,240	2481	5,0
15 953—961	Глина	Пестро- цветная свита (верхний олигоцен + нижний миоцен)	1,51	22,19	0,304	2230	12,5
8 1432—1434	Алевролит	То же	1,90	33,75	0,217	2596	1,8
5 1284—1288	Песчаник	"	1,99	34,16	0,230	2530	5,4
8 1728—1733	Алевро- лит	Пестро- цветная свита (верхний олигоцен + нижний миоцен)	2,05	38,01	0,205	2634	1,7

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
<u>15</u> 953—961	Глина	Верхний олигоцен + нижний миоцен	1,34	19,70	0,300	2273	1,0
<u>Аванская шахта</u> 200—400	Каменная соль	Соленосная толща (средний миоцен + средний сармат)	5,89	110,9	0,265	2005	
<u>Аванская шахта</u> 200—400	То же	То же	5,44	109,7	0,241	2058	
Октябрьский район							
<u>22</u> 1463—1470	Песчаник	Октябрьская толща (средний миоцен + средний сармат)	1,97	36,20	0,221	2458	2,6
<u>22</u> 1500—1515	"	То же	2,00	33,60	0,242	2456	5,7
<u>22</u> 1452—1463	"	"	1,70	30,65	0,234	2366	7,1
<u>22</u> 1060—1069	Песчанис-тая глина	Октябрьская толща (средний миоцен + средний сармат)	1,41	24,66	0,240	2378	2,9
<u>22</u> 1060—1069	То же	То же	1,24	22,21	0,251	2231	4,4
<u>22</u> 1448—1450	Глина	"	1,25	20,85	0,269	2237	6,9
<u>22</u> 1500—1515	Песчаник	"	1,95	34,10	0,218	2685	1,0
<u>6</u> 1801—1806	Песчаник глинистый	Пестроцветная толща (нижний миоцен + верхний олигоцен)	1,35	27,93	0,217	2218	2,5

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
<u>6</u> 1830—1831	Песчаник	Пестроцвет- ная толща (нижний миоцен + верхний олигоцен	1,86	34,49	0,218	2479	2,5
<u>6</u> 1860—1863	Туфо- песчаник	"	1,85	34,99	0,210	2509	2,3
<u>6</u> 1860—1863	"	"	1,65	30,68	0,214	2513	1,8
<u>6</u> 1900—1904	Песчаник	То же	1,95	37,08	0,218	2411	2,7
<u>6</u> 1900—1904	"	"	2,48	47,25	0,215	2440	2,1
<u>6</u> 2000—2005	Вулкани- ческий туф	Нижний миоцен + верхний олигоцен	1,72	31,59	0,215	2527	3,4
<u>6</u> 2000—2005	То же	То же	1,64	27,86	0,233	2526	4,3
<u>6</u> 2000—2005	Песчаник	"	1,84	32,86	0,219	2562	3,2
<u>6</u> 2125—2131	Алевро- лит	Эоцен	1,42	24,94	0,222	2558	4,1
<u>6</u> 2125—2131	"	"	1,70	30,40	0,217	2575	2,2
<u>6</u> 2144—2150	Вулкани- ческий туф	"	1,73	31,50	0,208	2636	1,7
<u>6</u> 2144—2150	То же	"	1,69	30,93	0,208	2630	2,0
<u>6</u> 2178—2182	"	"	1,64	27,05	0,224	2701	2,8
<u>6</u> 2216—2220	Туффит	"	1,65	27,69	0,232	2567	3,2
<u>6</u> 2216—2220	"	"	1,88	33,98	0,213	2602	1,3
<u>6</u> 2244—2250	Глинистый известняк	"	2,10	36,12	0,216	2685	1,0
<u>6</u> 2244—2250	"	"	1,99	35,80	0,211	2630	1,5
<u>6</u> 2244—2250	"	"	1,99	35,80	0,211	2630	1,5

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Центральная часть Араратской долины							
Лукашин-4 633—636	Глина пес- чанистая	Раздан- ская тол- ща (верх- ний мио- цен)	1,26	23,68	0,242	2204	4,2
Лукашин-4 690—694	Глина	То же	1,36	27,34	0,226	2207	2,2
Лукашин-4 743—747	Глина песчани- стая	Раздан- ская тол- ща (верх- ний мио- цен)	1,33	22,13	0,258	2331	6,0
Лукашин-4 580—854	Глина	То же	1,25	21,62	0,250	2316	4,5
Лукашин-4 1117—1122	Глини- стый пес- чаник	"	1,32	22,60	0,252	2334	4,7
Лукашин-4 1495—1498	Песчаник	"	2,38	38,84	0,238	2575	4,0
Лукашин-4 1804—1807	Известняк	"	2,64	32,78	0,302	2668	2,8
Лукашин-4 1921—1926	Песчаник	"	1,72	30,57	0,231	2438	3,9
Лукашин-4 2255—2258	Соленос- ная гли- на	Средний миоцен + средний сармат	2,04	33,95	0,227	2648	2,5
Лукашин-4 2364—2368	То же	То же	1,99	33,61	0,221	2677	1,8
Лукашин-4 2698—2706	Алевро- лит	Пестро- цветная толща (верхний миоцен + верхний олигоцен)	1,72	30,48	0,235	2399	5,3
Лукашин-4 2725—2731	"	То же	2,09	35,18	0,235	2530	5,3
Лукашин-4 2735—2743	Гранит	"	2,76	45,98	0,239	2514	5,0
Лукашин-4 2809—2814	Аргиллит	"	1,97	34,85	0,218	2596	1,7
Лукашин-4 2824—2830	Диабаз	"	2,16	39,17	0,201	2747	1,0

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Масис-2 2540—2543	Конгло- мерат	Палео- цен-дат	2,34	41,62	0,230	2447	5,1
Масис-2 2746—2749	Вулканиче- ский туф	"	1,94	33,60	0,219	2634	1,9
Масис-2 2625—2629	Туффит	"	1,88	30,82	0,233	2628	3,0
Масис-2 2684—2688	"	"	2,05	33,22	0,239	2575	4,0
Масис-2 1021—1024	Каменная соль	Средний миоцен + средний сармат	4,78	111,0	0,217	1985	—
Масис-2 1534—1540	То же	То же	4,91	108,0	0,215	2100	—
Масис-2 2063—2065	Песчаник	Верхний олигоцен + нижний миоцен	2,47	38,65	0,246	2598	4,6
Чатма-1 198—200	Известняк туфоген- ный	Даний	2,39	41,16	0,220	2634	1,3
Чатма-1 569—571	Брекчия магмати- ческая	"	1,79	34,89	0,193	2658	2,6
Чатма-1 804—808	Порфи- рит	Коньяк	1,36	26,11	0,200	2610	2,8
Чатма-1 874—877	"	"	1,41	22,96	0,233	2640	4,6
Чатма-1 903—906	Вулкани- ческий туф	"	1,48	28,88	0,193	2590	2,9
Чатма-1 1055—1058	Туффит	"	1,34	24,79	0,264	2530	3,3
Чатма-1 1084—1086	"	"	1,52	27,40	0,214	2590	2,2
Чатма-1 1122—1124	Вулканиче- ский туф	"	1,40	27,98	0,200	2496	3,4
Чатма-1 1392—1394	Туффит	"	1,51	24,36	0,236	2634	2,5
Чатма-1 1885—1887	Диабаз порфи- ровидный	Турон	1,50	26,18	0,227	2697	1,7
Чатма-1 1885—1887	"	"	1,62	26,78	0,225	2691	1,4

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Чатма-1 2155-2160	Порфирит	Турон	1,65	26,06	0,203	2691	1,4
Карабахлар-1 63-65	Известняк	Даний	2,32	41,35	0,213	2638	0,9
Карабахлар-1 90-93	"	"	2,15	38,21	0,212	2648	1,3
Карабахлар-1 109-114	Мергель	"	2,01	35,87	0,211	2651	0,9
Карабахлар-1 385-388	Известняк	Маастрихт- кампан	1,96	32,35	0,240	2520	4,1
Карабахлар-1 415-418	"	Сантон	2,19	36,55	0,231	2592	2,8
Карабахлар-1 477-480	"	"	2,05	34,81	0,220	2554	2,5
Карабахлар-1 685-689	"	"	2,52	43,38	0,221	2627	2,0
Карабахлар-1 773-776	"	"	2,47	42,99	0,217	2645	1,3
Карабахлар-1 773-776	"	"	2,57	44,88	0,218	2630	1,5
Карабахлар-1 823-826	Түффит	Коньяк	2,83	40,30	0,219	2636	2,1
Карабахлар-1 939-941	Гранодио- рит	"	2,01	35,14	0,209	2737	0,5
Карабахлар-1 1280-1281	Аргиллит	"	2,43	43,45	0,213	2628	2,3
Карабахлар-1 1309-1311	Песчаник	Коньяк	1,58	28,18	0,230	2437	3,7
Карабахлар-1 1557-1569	Мергель	"	2,16	37,59	0,214	2682	1,0
Карабахлар-1 1686-1689	Известняк	Турон	2,11	35,81	0,221	2665	1,0
Карабахлар-1 2146-2149	"	"	2,25	39,44	0,208	2709	0,5
Карабахлар-1 2187-2190	"	"	2,02	35,86	0,210	2683	0,9

Севанский тектонический пояс

Анкаванский район

Анкаван-1 807-809	Метамор- фический сланец	Поздний протеро- зой — ран- ний палео- зой	2,87	51,53	0,179	3114	0,0008
----------------------	--------------------------------	--	------	-------	-------	------	--------

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Анкаван-1 1073-1077	Метамор- фический сланец	Поздний протеро- зой — ран- ний палео- зой	2,81	51,43	0,179	3053	0,00036
Каджаранский район							
Каджаран-480 28-31	Монцонит	Интрузия	1,59	31,95	0,182	2742	0,59
Каджаран-480 64-67	"	"	1,79	34,37	0,192	2715	0,29
Каджаран-480 95-98	"	"	1,86	38,42	0,175	2772	0,58
Каджаран-480 135-138	"	"	2,20	43,23	0,177	2872	0,62
Каджаран-480 163-167	"	"	2,26	42,76	0,200	2643	1,73
Каджаран-480 202-205	"	"	2,25	41,40	0,200	2722	1,11
Каджаран-480 251-254	"	"	2,27	40,55	0,218	2569	2,24
Кафанский район							
Кафан-1061 18-21	Кварце- вый пор- фирит	Средняя юра	2,16	43,08	0,189	2651	0,56
Кафан-1061 41-44	То же	То же	2,17	43,37	0,185	2706	0,42
Кафан-1061 63-65	"	"	2,33	45,99	0,190	2670	0,76
Кафан-1061 84-87	"	"	2,42	45,79	0,199	2652	0,31
Кафан-1061 100-108	"	"	2,51	47,10	0,200	2662	0,44
Кафан-1061 121-124	"	"	2,65	51,86	0,188	2714	0,57
Сисианский район							
Сисиан-188 63-65	Диатоми- товая гли- на	Верхний плиоцен	0,80	24,06	0,215	1539	9,8
Сисиан-188 120-122	То же	То же	0,78	23,84	0,216	1512	11,0
Дилижан-66а обнажение	Туфобрек- чия	Средний зоцен	1,42	27,27	0,190	2747	0,4

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
Дилижан-66а обнажение	Туфо- брекчия	Средний эоцен	1,59	28,43	0,201	2779	1,0
Дилижан-66а обнажение	"	То же	1,26	20,43	0,194	2726	0,7
Дилижан-66а обнажение	"	"	1,32	24,44	0,202	2663	0,9
Ниджерлу-12 1050-1053	Каменная соль	Средний миоцен + средний сармат	5,59	118,52	0,224	2106	—
Ниджерлу-12 1501-1504	"	То же	4,90	106,12	0,222	2079	—

СВЯЗЬ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ С ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ СОСТАВОМ ГОРНЫХ ПОРОД, ИХ ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬЮ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ

Обработка результатов проведенных экспериментальных исследований теплофизических свойств горных пород, слагающих разрезы различных тектонических зон Армении, указывает на тесную зависимость значений геотермической ступени от литологического состава горных пород и их теплопроводности. В качестве примера рассмотрим результаты исследований, произведенные по скв. Раздан-11. Теплофизические свойства определены для пород соленосной (средний миоцен—средний сармат), пестроцветной (нижний миоцен—верхний олигоцен), шорахпурской (средний + нижний олигоцен) свит. Средние значения теплопроводности и геотермические ступени для перечисленных толщ приведены в табл. 2.

Из табл. 2 следует, что с уменьшением величины коэффициента средней теплопроводности от 2,9 до 1,39 ккал/м·ч·град соответственно уменьшается и величина геотермической ступени — от 57,02 до 24,48 м/°С.

На основании анализа материалов по исследованию коэффициента теплопроводности и определения величин геотермической ступени с привлечением карт литофаций различных литолого-стратиграфических толщ в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений юго-западной части Армении можно выделить:

1) теплоизолирующую толщу сарматских глин с величиной геотермической ступени 27,04—33,60 м/град и средним коэффициентом теплопроводности 1,35 ккал/м·ч·град. Геотермические характеристики толщи установлены по результатам исследований в скважинах 1-Опорная Октемберян, Лукашин-4, Каракала-14, Раздан-11;

2) теплопроводящую толщу среднего миоцена (соленосная свита) с величиной геотермической ступени 57,02—104,20 м/град и средним

Таблица 2

Зависимость величины геотермической ступени от коэффициента теплопроводности (скв. Раздан-11)

Параметры	Соленосная свита	Пестроцветная свита	Шорахпюрская свита
Средний коэффициент теплопроводности, ккал/м·ч·град	2,90	1,76	1,39
Геотермическая ступень, м/°С	57,02	29,8	24,48

коэффициентом теплопроводности 2,90 ккал/м·ч·град. Геотермические характеристики установлены по результатам исследований в скважинах Лукашин-4, Раздан-11, Ниджерму-12;

3) теплоизолирующую толщу шорахпюрской свиты (средний + нижний олигоцен) с величиной геотермической ступени 24,48 м/град и средним коэффициентом теплопроводности 1,39 ккал/м·ч·град. Геотермические характеристики установлены по результатам исследований в скв. Раздан-11;

4) теплопроводящую толщу дат-палеоценовых и более древних отложений с геотермической ступенью 38,02–53,76 м/град и средним коэффициентом теплопроводности 2,01–2,87 ккал/м·ч·град. Геотермические характеристики установлены по результатам исследований в скважинах 1-Опорная Октемберян, Лукашин-4, Раздан-11, Карабахлар-1 и Анкаван-1 глубокая.

Таким образом, там, где наблюдаются низкие значения геотермической ступени (24–33,6 м/град), развиты "теплоизолирующие" толщи, а там, где наблюдаются большие значения геотермической ступени (38,02–104,2 м/град), развиты "теплопроводящие" толщи.

Результаты исследований по другим районам Армении позволяют выделить в качестве "теплоизолирующей" толщи отложения верхнего плиоцена с геотермической ступенью 12,94–30,77 м/град и средним коэффициентом теплопроводности (0,79–1,40) ккал/м·ч·град. Геотермические характеристики взяты по результатам исследований в скважинах Баяндур-726, Сисиан-188, Горис-149 (с. Тех).

На величину геотермической ступени, кроме теплопроводности горных пород, оказывают влияние гидрогеологические условия. Так, Нижнеахурянский и Чатминский прогибы имеют различные гидрогеологические условия (рис. 4). Нижнеахурянский прогиб сложен песчано-глинистыми породами низкой теплопроводности. Замеры температур проводились в скважинах 1-Опорная, Каракала-14, Лукашин-4. По результатам замеров величина геотермической ступени изменяется в пределах от 28,39 до 33,6 м/°С. По гидродинамическим условиям этот прогиб относится к зоне с застойным водным режимом.

Чатминский прогиб сложен вулканогенно-осадочными породами верхнего мела, теплопроводность которых изменяется от 1,11 до

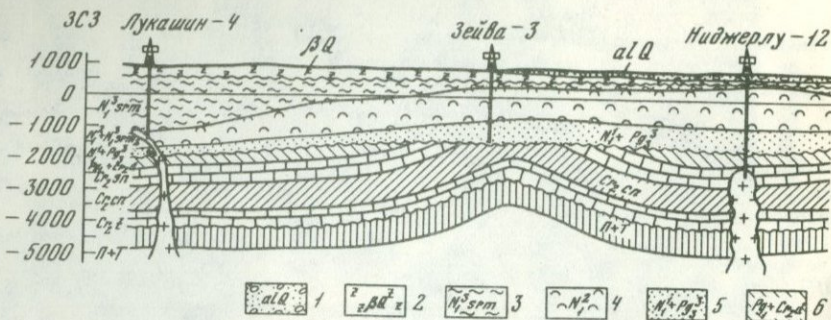


Рис. 4. Геологический профиль через скважины Лукашин-4 — Карабахлар-1
 1 — четвертичные аллювиально-деллювиальные отложения; 2 — четвертичные лавы, базальты, андезит-базальты, туфы; 3 — сарматские песчано-глинистые отложения; 4 — средний миоцен+средний сармат (гипсоносно-соленосная толща); 5 — нижний миоцен+верхний олигоцен (песчано-гли-

2,25 ккал/м·ч·град. По гидродинамическим условиям Чатминский прогиб относится к зоне затрудненного водообмена. Циркулирующие здесь воды охлаждают породы верхнего мела, что ведет к увеличению геотермической ступени. В пределах Чатминского прогиба замеры температур производились в скважинах Чатма-1 и Карабахлар-1.

Скважина Чатма-1 пробурена в мульдовой части прогиба и сложена вулканогенно-осадочными породами. В верхней части разреза (дат-палеоцен), расположенной близко к области питания, величина геотермической ступени равна 90 м/град, несмотря на то что теплопроводность их примерно такая же, что и для пород Нижнеахурянского прогиба. По мере удаления к западу от области питания, с погружением пород, в порфиритах нижнеконьякского яруса величина геотермической ступени уменьшается до 31 м/град. Аналогичная картина наблюдается в скважине Карабахлар-1, где в датском ярусе геотермическая ступень составляет 55 м/град, а в маастрихт-кампане — 43 м/град.

Таким образом, величина геотермической ступени в существенной мере зависит от теплопроводности горных пород и гидрогеологических условий. Установленные зависимости можно проследить на сводном геотермическом разрезе Армении (рис. 5, вкл).

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И МЕТОДИКА ЕГО РАСЧЕТА

Расчет величины плотности теплового потока производился по формуле $q = \lambda \Gamma$, где λ — коэффициент теплопроводности пород в ккал/см·с·град, Γ — геотермический градиент в град/см. При расчетах теплового потока объекты выбирались вне зоны влияния внешних поверхностных факторов (климатических, топографических, гидрогеологических и др.).

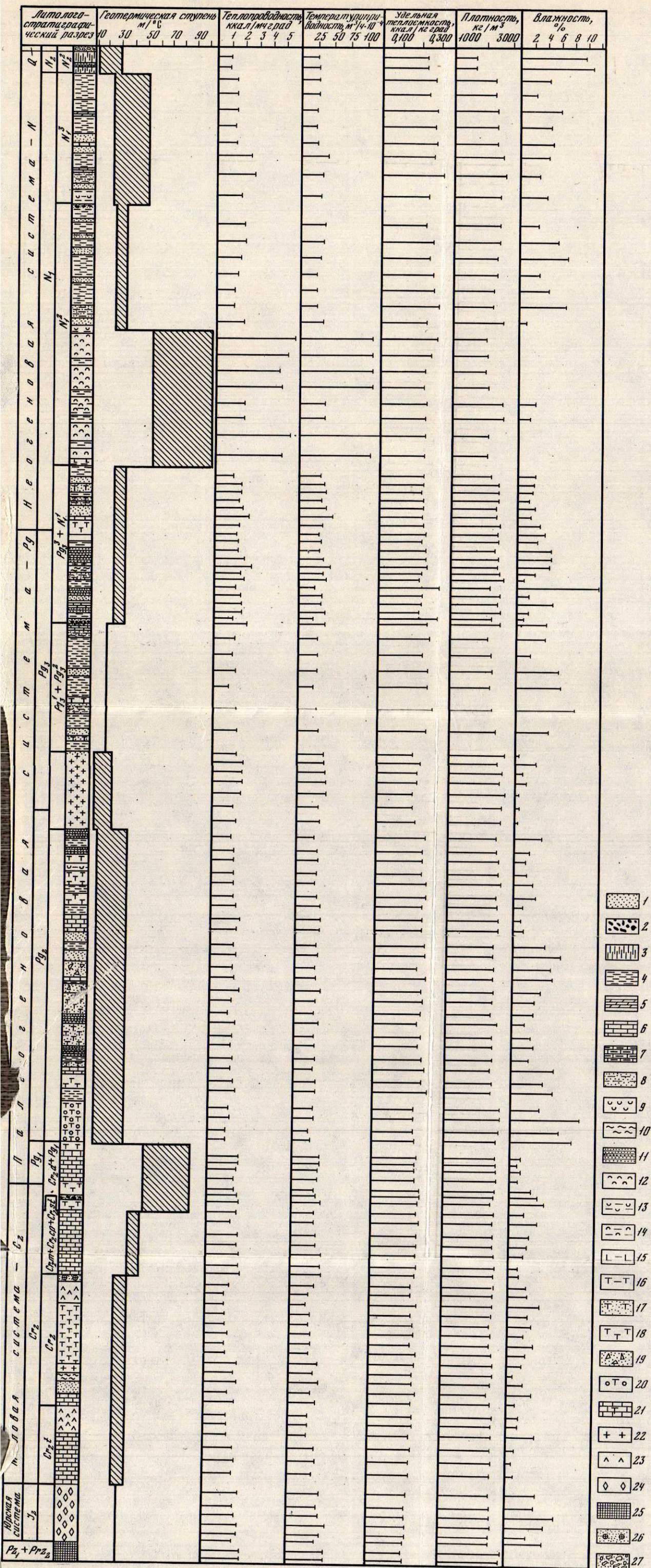
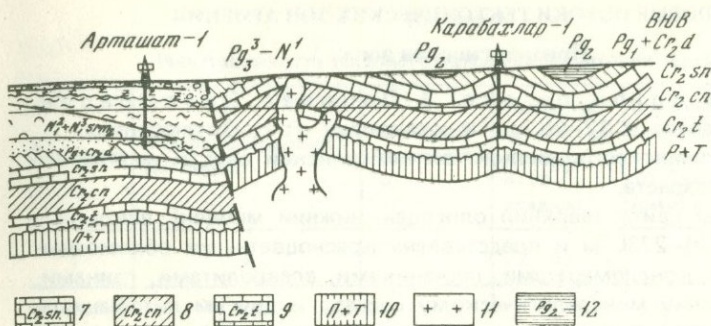


Рис. 5. Сводный геотермический разрез Армении

1 — песчаники; 2 — конгломераты и галечники; 3 — диатомовые глины; 4 — глины; 5 — мергели; 6 — известняки; 7 — глинистые известняки; 8 — песчаные глины; 9 — гипс; 10 — аргиллиты; 11 — алевролиты; 12 — каменная соль; 13 — гипсоносные глины; 14 — соленосные глины; 15 — глины с включениями ангидрита; 16 — туфогенные глины; 17 — туфопесчаники; 18 — туфы и туффиты; 19 — туфоконгломераты; 20 — туфобрекчии; 21 — известковый туф; 22 — гранитоидные породы; 23 — порфириды; 24 — порфириды кварцевые; 25 — кристаллические сланцы; 26 — брекчия магматическая; 27 — значение геотермической ступени



нистые отложения); 6 — эоцен (песчаники, глины, известняки); 7 — палеоцен-дат (известняки, мергели, песчаники, глины); 8 — сенон (известняки, мергели, конгломераты); 9 — коньяк (вулканогенные отложения); 10 — турон (карбонатная толща); 11 — пермо-триас (карбонатная толща); 12 — интрузии

Надежными определениями величины плотности теплового потока признаны те, которые основаны на точных измерениях градиента температуры (Γ) с глубиной, соответствующих изменениям теплопроводности λ именно тех пород, для которых рассчитан градиент температуры. Используя опыт определения теплового потока Института физики Земли АН СССР, расчет величины геотермического градиента производился методом наименьших квадратов по формуле $T = T_0 + H\Gamma$, где H — глубина, м; T_0 — температура на этой глубине, $^{\circ}\text{C}$; T_0 — постоянная, означающая величину температуры, экстраполированной до уровня поверхности Земли.

Для расчета составлена система уравнений (Яковлев, 1950)

$$nT_0 + \Gamma \Sigma H = \Sigma T;$$

$$T \Sigma H + \Gamma \Sigma H^2 = \Sigma HT,$$

где n — количество точек наблюдений.

Средняя величина коэффициента теплопроводности для многослойной среды определяется по формуле

$$\lambda_{\text{ср}} = \frac{D}{\frac{D_1}{\lambda_1} + \frac{D_2}{\lambda_2} + \dots + \frac{D_n}{\lambda_n}},$$

где D — общая мощность всех слоев; $D_1, D_2, \dots, D_n$ — мощности каждого слоя, для которого определен коэффициент теплопроводности; $\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n$ — коэффициент теплопроводности каждого слоя. По этим формулам произведены расчеты величин плотности теплового потока по 16 пунктам наблюдения, расположенным в различных тектонических зонах Армении. Ниже в качестве примера приведен расчет величины плотности теплового потока по скважине 1-Опорная Нижне-ахурянского прогиба, который расположен в западной части Средне-араксинской впадины и отделяется от Ереванского прогиба Паракар-Енгиджинским погребенным горстовым поднятием (Габриелян, 1964).

Приараксинская зона

Тепловой поток по скв. 1-Опорная Октемберян. Скважина находится в 12–15 км к юго-западу от г. Октемберяна. Вскрыты отложения пестроцветной, октемберянской свит и верхнеплиоценового возраста.

Пестроцветная свита (верхний олигоцен—нижний миоцен) вскрыта в интервале 2070–2730 м и представлена красноцветными обломочными породами — конгломератами, песчаниками, алевролитами, глинами, которые по своему минералогическому составу и другим литофациальным особенностям обнаруживают полное сходство с отложениями красноцветной свиты Ереванского прогиба.

Октемберянская свита (средний миоцен—средний сармат) в верхней части (310–680 м) сложена туфогенными песчаниками и песчанистыми глинами. Замер температуры в скважине произведен до глубины 680 м. Температура на этой глубине равна 30,2°C. Перед замером скважина находилась в состоянии покоя более 3 лет. Теплофизические параметры горных пород приведены в табл. 1.

По скв. 1-Опорная построен геотермический разрез, на котором выделен литологически однородный интервал 310–680 м. Для этого интервала произведен расчет геотермического градиента методом наименьших квадратов. Согласно расчетам, получены следующие исходные параметры: $\Gamma = 3,29 \cdot 10^{-4}$ град/см; $T_0 = 7,84^\circ\text{C}$. Средневзвешенная величина коэффициента теплопроводности для многослойной среды составляет $3,61 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·град. Величина плотности теплового потока равна

$$q = 3,61 \cdot 10^{-3} \text{ кал/см} \cdot \text{с} \cdot \text{град} \cdot 3,29 \cdot 10^{-4} \text{ град/см} = \\ = 1,19 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}.$$

Учитывая постоянство глубинного теплового потока, рассчитаны величины геотермического градиента (табл. 3) и температура нижележащих пород.

Тепловой поток по скв. Лукашин-4. Сква. Лукашин-4 пробурена в северо-восточной части Нижнеахурянского прогиба на расстоянии 4–6 км к северо-западу от г. Октемберяна. Верхняя часть разреза сложена верхнеплиоценовыми эффузивными образованиями, представленными базальтами и вулканическими шлаками (вскрытая мощность их равна 375 м). Ниже залегает мощная толща (1725 м) сарматского яруса, представленная глинами с прослоями крупнозернистых песчаников. С глубиной песчаность пород увеличивается. Соленосно-гипсоносная толща (2100–2618 м) представлена каменной солью, загрязненной прослойками глин и ангидрита с включениями гипса. В интервале глубин 2132–2143 м и 2370–2414 м скважиной вскрыты интрузии габбро-диоритового состава.

Перед замером температуры скв. Лукашин-4 находилась в состоянии покоя около одного года. Замер температуры произведен до глубины 950 м, где температура равна 40°C. Методом наименьших квадра-

Таблица 3

Расчет плотности теплового потока на территории Армении

Скважина	Возраст отложений и тип пород	Интервал залегания, м	Геотермический градиент, $n \cdot 10^{-4}$ град/см	Средняя теплопроводность, 10^{-3} кал/см·с·град	Тепловой поток, $n \cdot 10^{-6}$ кал/см ² ·с
1	2	3	4	5	6
Октемберян, 1-Опорная	Октемберянская свита (средний и верхний миоцен); глины, песчаники	310—680 680—2070	3,29 2,76*	3,61 4,31	1,19 1,19
	Пестроцветная; песчаники, туфы, глины	2070—2730	2,58*	4,61	1,19
	Эоцен; алевролиты, туфы, песчаники	2730—2763	2,43*	4,89	1,19
Лукашин-4	Сармат; глины, глинистые песчаники	378—950 950—2100	3,53 2,86*	3,61 4,44	1,27 1,27
	Соленосная (средний миоцен и средний сармат); каменная соль, глины	2100—2618	1,58*	8,05	1,27
	Пестроцветная; песчаники, туфы, глины	2618—2870	2,67*	4,75	1,27
Каракала-14	Средний миоцен и средний сармат; глины, песчаники	145—350	2,98	4,17	1,24
	Средний миоцен и средний сармат (глинистая); глины, песчаники	350—1000	3,24	3,61	1,17
Ниджерлу-4	Сармат; глины, песчаники	203—306	1,90	3,75	0,71
	Соленосная; каменная соль, глины	306—1655	0,96	8,06	0,77
Раздан-11	Разданская; песчаники, глины, известняки	100—342	3,70	4,03	1,49
	Соленосная; соль, глины	342—935	1,75	8,06	1,41
	Пестроцветная; песчаники, конгломераты, глины	395—1233	3,15	4,89	1,54
	Шорахпюрская; глины, туфопесчаники, песчаники	1233—1558	4,03	3,86	1,56
	Эоцен; туфопесчаники, конгломераты, глины	1558—1898	3,16*	4,75	1,50
Чатма-1	Нижний коньяк и туфон; гравелиты, туффиты, интрузии	750—1700	3,10	4,02	1,25

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Карабах- лар-1	Датский; известняки Маастрихт и кампан; известняки Сантонский; извест- няки Коньякский и турон- ский; туффиты, ар- гиллиты, известняки	50—117 117—418 418—855 855—2300	1,86 2,20 1,94* 2,22*	6,00 5,78 6,67 5,84	1,12 1,27 1,31 1,29
Баян- дур-726	Верхний плиоцен; глины, песчаники	50—388	5,15	3,89	2,00
Анка- ван-1	Метаморфические сланцы (поздний протерозой — ранний палеозой)	50—900	2,63	7,89	2,07
Джер- мук-11 н	Порфириты	250—502	5,77	4,03	2,32
Сисиан- 188	Верхний плиоцен (ди- атомовая толща)	50—160	7,73	2,20	1,70
Каджа- ран-480	Предверхнемиоцено- вый; монзониты	100—270	3,33	6,25	2,08
Дилижан- 56а	Средний эоцен; туфо- брекчии	37—135	5,17	3,75	1,94
Кафан- 1061	Средняя юра; кварце- вые порфириты	20—66	2,61	6,67	1,74
Горис- 149 (с. Тех)	Верхний плиоцен; конгломераты, ту- фобрекчии, травер- тины	20—60	3,25	4,58	1,49
Шамлуг- 374	Верхняя юра; туфо- песчаники	20—320	3,00	4,72	1,42

* Данные значения геотермического градиента получены расчетным путем.

тов для интервала 378—950 м, стратиграфически соответствующе-
го сарматскому ярусу, рассчитан геотермический градиент, равный
 $3,53 \cdot 10^{-4}$ град/см. Результаты исследований теплофизических свойств
пород, отобранных из скв. Лукашин-4, приведены в табл. 1. Средний
коэффициент теплопроводности равен $3,61 \cdot 10^{-3}$ кал/см · с · град.
Рассчитанная по этим данным величина плотности теплового потока
равна $1,27 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с.

Для нижележащих горизонтов (950—2870 м), в случае постоянства
глубинного теплового потока, рассчитаны геотермический градиент
(см. табл. 3) и температура в интервале их залегания. Рассчитан-
ная по данным табл. 3 температура на глубине 3000 м составит
90,8°С.

Тепловой поток по скв. Каракала-14. Скважина находится в 18–20 км к юго-западу от г. Октемберяна, в мульде Нижнеахурянского прогиба. Скважиной вскрыты отложения верхнего плиоцена (0–145 м), представленные базальтами, андезито-базальтами, туфобрекчиями, шлаками. Ниже, в интервале 145–350 м, залегает глинисто-песчаная свита октемберянской толщи. Интервал 350–1468 м сложен глинистой свитой этой толщи. Интервал 1468–1967 м представлен песчано-глинистой свитой той же толщи. Ниже, в интервале 1967–2040 м, залегает пестроцветная свита, представленная глинами, песчаниками, алевролитами. Замер температуры произведен до глубины 1000 м, где температура равна 51,1°C. По результатам замера температуры определен геотермический градиент скважины. Расчет теплового потока произведен для двух литологически разнородных интервалов: для глинисто-песчаной свиты (145–350 м) и для глинистой свиты (350–1000 м). Результаты расчета сведены в табл. 3.

Средняя величина плотности теплового потока равна $1,2 \cdot 10^{-6}$ ккал/см² · с. Для всего Нижнеахурянского прогиба (скважины 1-Опорная Октемберяна, Лукашин-4, Каракала-14) средняя величина плотности теплового потока составляет $1,20 \cdot 10^{-6}$ ккал/см² · с.

Тепловой поток по скв. Ниджерлу-12. Скважина глубиной 2900 м пробурена между Ранчпарским прогибом и Паракар-Енгиджинским горстовым поднятием, на расстоянии 12–14 км к югу от Еревана. Скважиной вскрыты отложения верхнего плиоцена (0–203 м), сарматского яруса (203–306 м), соленосной толщи (306–1655 м), пестроцветной свиты (1655–2370 м), дат-палеоцена (2370–2770 м), далее скважина вошла в габбровую интрузию и прошла по ней до глубины 2900 м.

Верхний плиоцен представлен вулканогалечными отложениями, песками, суглинками, базальтами с прослоями шлаков, галечников и валунов. Сарматский ярус представлен глинами с тонкими прослойками мелкозернистых песчаников, с включениями хорошо окатанных галек вулканогенных пород. В глинах встречаются кристаллы гипса. Соленосная толща сложена мощными пластами каменной соли с прослойками соленосных темно-серых глин. Пестроцветная свита сложена переслаиванием красноцветных песчаников с мелко- и тонкозернистыми песчаниками, алевролитами. Дат-палеоценовые отложения представлены песчаниками, конгломератами, алевролитами, известняками.

Замер температуры произведен электротермометром до глубины 1620 м каротажной партией экспедиции "Нефтеразведка". Температура, зарегистрированная на этой глубине, равна 38,0°C. Скважина перед замером находилась в состоянии покоя более 4 месяцев. По результатам замера по скв. Ниджерлу-12 построен геотермический разрез, на котором выделены литологические однородные интервалы, для которых вычислены геотермические градиенты. Расчеты тепловых потоков произведены для сарматского яруса и соленосной толщи. Расчетные данные и результаты расчета глубинного теплового потока по скв. Ниджерлу-12 приведены в табл. 3.

Величина теплового потока по скв. Ниджерлу-12 рассчитана по параметрам, установленным для соленосной толщи, так как на распределение температур в сарматских отложениях, залегающих на небольшой глубине, возможно влияние циркулирующих вод в озерно-речных отложениях и в самом сарматском ярусе.

Ереванская зона

Тепловой поток по скв. Раздан-11. Эта скважина находится в 10–12 км к северу от Еревана. Ею вскрыта толща отложений верхнего плиоцена, миоцена, олигоцена и верхнего эоцена. Весь разрез, за исключением соленосной толщи, представлен песчано-туфоглинистым материалом с прослоями мергелей, алевролитов, известняков. Соленосная толща состоит в основном из каменной соли, с прослоями гипса, ангидрита и глин. Замер температуры произведен до глубины 1490 м, где температура равна $60,5^{\circ}\text{C}$. Перед замером температуры скважина находилась в состоянии покоя более 4 лет. По результатам замера температуры построен геотермический разрез скв. Раздан-11 (рис. 6), на котором выделены литологические однородные интервалы и для последних вычислены геотермические градиенты. По результатам теплофизических исследований (см. табл. 1) определены средние коэффициенты теплопроводности, характеризующие теплопроводящие свойства отдельных стратиграфических горизонтов, для которых определены геотермические градиенты.

Исходные данные и результаты расчета глубинного теплового потока по скв. Раздан-11 приведены в табл. 3.

Ниже приводится краткая характеристика интервалов, для которых определялся тепловой поток.

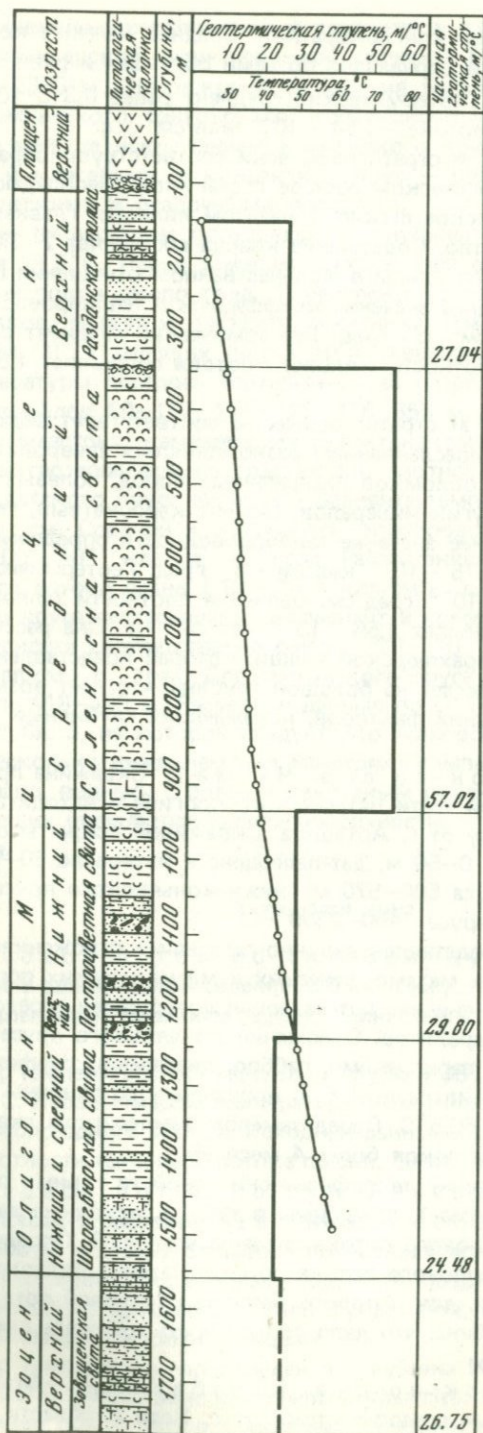
Интервал 110–342 м, стратиграфически соответствующий разданской толще (верхний сармат), представлен мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями известняков в верхней части разреза. Величина геотермического градиента равна $3,70 \cdot 10^{-4}$ град/см. Среднее значение коэффициента теплопроводности равно $4,04 \cdot 10^{-3}$ кал/см² · с · град. Величина плотности теплового потока составляет $1,49 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с.

Интервал 342–935 м представлен соленосной свитой, сложенной мощными пластами каменной соли, чередующимися с пачками глин. В нижней части разреза преобладает ангидрит, а в верхней — гипсоносные глины. Средний коэффициент теплопроводности свиты определен по восьми образцам и равен $8,06 \cdot 10^{-3}$ кал/см · с · град. Геотермический градиент равен $1,75 \cdot 10^{-4}$ град/см. Величина плотности теплового потока составляет $1,41 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с.

Интервал 935–1233 м стратиграфически соответствует пестроцветной свите, которая сложена глинами, порой гипсоносными песчаниками,

Рис. 6. Геотермический разрез по скважине Раздан-11

1 — базальты; 2 — галечники; 3 — глины; 4 — глины гипсоносные; 5 — известняки; 6 — каменная соль; 7 — глины с включениями ангидрита; 8 — туфопесчаники; 9 — мергели; 10 — конгломераты; 11 — известняки песчаные; 12 — глины песчаные; 13 — термограмма



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13

алевролитами и рыхлыми конгломератами. Среднее значение коэффициента теплопроводности определено по семи образцам и равно $4,89 \cdot 10^{-3}$ кал/см $\cdot$ с $\cdot$ град. Геотермический градиент равен $0,315 \cdot 10^{-3}$ град/см, а плотность теплового потока $-1,54 \cdot 10^{-6}$ кал/см² $\cdot$ с.

Интервал 1233–1558 м стратиграфически соответствует шорахпюрской свите. В минералогическом составе песчаников преобладают полевые шпаты и вулканическое стекло. Цементом является главным образом карбонатное вещество. Содержание кварца составляет 2–3%, иногда 7–10%. В разрезе свит глины в количественном отношении составляют 60% разреза. Среднее значение коэффициента теплопроводности равно $3,86 \cdot 10^{-3}$ кал/см $\cdot$ с $\cdot$ град. Геотермический градиент равен $4,03 \cdot 10^{-4}$ град/см. Плотность теплового потока составляет $1,56 \cdot 10^{-6}$ кал/см² $\cdot$ с.

Интервал 1558–1898 м стратиграфически соответствует верхнему эоцену и представлен переслаиванием разноразмерных алевролитов, песчаников, состоящих из обломков изверженных пород, полевых шпатов, биотита, кальцита и других минералов. Цемент карбонатный, глинистый, туфогенный. Среднее значение теплопроводности определено по 14 образцам и равно $4,75 \cdot 10^{-3}$ кал/см $\cdot$ с $\cdot$ град. Геотермический градиент равен $0,316 \cdot 10^{-3}$ град/см. Величина плотности теплового потока по скважине составляет $1,56 \cdot 10^{-6}$ кал/см² $\cdot$ с. Она рассчитывалась для отложений шорахпюрской толщи, которая представлена глинистым материалом и залегает на большой глубине, что дает возможность избежать влияния внешних факторов, искажающих глубинный тепловой режим недр.

Тепловой поток по скв. Чатма-1. Скважина пробурена в наиболее погруженной части Чатминского прогиба и находится в 11 км к северо-востоку от г. Арташата. Скважиной вскрыты отложения верхнего плиоцена 0–50 м, дат-палеоцена в интервале 50–500 м, верхнеконьякского яруса 500–570 м, нижнеконьякского яруса 570–1400 м и туронского яруса 1400–2300 м.

Верхний плиоцен представлен валунно-галечными отложениями, состоящими из осадочных метаморфических и магматических пород в песчано-глинистом заполнении. Дат-палеоцен представлен чередованием песчаников глин и алевролитов. Отложения коньякского яруса представлены гравелитами, вариолитами, габбро, диабазами, туффитами, порфиритами. Замер температуры был произведен до глубины 1700 м, где температура равна $60,5^{\circ}\text{C}$. Перед замером температуры скважина находилась в состоянии покоя более 4 месяцев.

Результаты исследований теплофизических свойств горных пород, отобранных из скв. Чатма-1, приведены в табл. 1, исходные данные и результаты расчета теплового потока сведены в табл. 3. Определение величины плотности теплового потока по скв. Чатма-1 является надежным, так как интервал, для которого рассчитан тепловой поток, находится на большой глубине, что дало возможность избежать влияния поверхностных факторов.

Тепловой поток по скв. Карабахлар-1. Эта скважина находится в 8 км к северо-востоку от с. Веди в области обнаже-

50

ния верхнемеловых отложений и заложена в сводовой части одноименной карабахларской антиклинальной складки. Скважина пробурена на глубину 2300 м. Она вскрыла отложения палеоцена, датского, маастрихт-кампанского, сантонского, коньякского и туронского ярусов. Верхний мел, за исключением коньякского яруса, представлен известняками и мергелями, а коньякский ярус — вулканогенно-осадочными, магматическими и осадочными породами.

Замер температуры произведен до глубины 480 м, где температура равна $24,5^{\circ}\text{C}$. Перед замером температуры скважина находилась в состоянии покоя около года. Определены теплофизические свойства известняков, мергелей, туффита, песчаника, гранодиорита, аргиллита (см. табл. 1), слагающих разрез этой скважины. По результатам замера температуры построен геотермический разрез скв. Карабахлар-1. Для интервалов 50—117, 117—415, 415—855 м, соответствующих датскому и маастрихт-кампанскому и сантонскому ярусам, рассчитаны величины геотермического градиента и плотность теплового потока.

Для датского яруса величина градиента температур равна $1,86 \cdot 10^{-4}$ град/см. Средний коэффициент теплопроводности известняков равен $6,00 \cdot 10^{-3}$ кал/см $\cdot$ с $\cdot$ град. Рассчитанная величина плотности теплового потока равна $1,12 \cdot 10^{-6}$ кал/см² $\cdot$ с. Для маастрихт-кампанского яруса геотермический градиент и средний коэффициент теплопроводности соответственно равны $2,20 \cdot 10^{-4}$ град/см и $5,78 \cdot 10^{-3}$ кал/см $\cdot$ с $\cdot$ град. Для сантонского яруса расчет произведен для интервала 418—480 м. Расчетные данные по скв. Карабахлар-1 приведены в табл. 3, из которой следует, что тепловой поток для датского яруса несколько ниже, чем для маастрихт-кампанского и сантонского, что связано, видимо, с более интенсивным охлаждающим влиянием циркулирующих инфильтрационных поверхностных вод на породы датского яруса.

Ахтинская зона

Тепловой поток по скв. Бояндур-726. Скважина расположена в одноименном селении, в 6 км к югу от Лениакана. Ее разрез представлен переслаиванием песчано-глинистых отложений верхнего плиоцена.

Замер температуры произведен на глубину 388 м, где температура равна $32,3^{\circ}\text{C}$. Перед замером температуры скважина находилась в состоянии покоя около одного месяца. Исходные данные и результаты расчета величины плотности теплового потока по скв. Баяндур-726 сведены в табл. 3.

Тепловой поток по скв. Анкаван-1 (глубокая). Скв. Анкаван-1 расположена в центральной складчатой зоне Армении, в 400—500 м к северу от завода по розливу минеральной воды "Анкаван". Она пробурена в области развития позднепротерозойского—раннепалеозойского кристаллического фундамента, представленного различными метаморфическими сланцами.

Замер температуры произведен до глубины 900 м, где температура равна $41,6^{\circ}\text{C}$. Перед замером температуры скв. Анкаван-1 находилась в состоянии покоя около 4 месяцев. Учитывая высокую теплопровод-

ность метаморфических сланцев, считаем, что температурный режим в скважине был установившимся.

По результатам замера температуры построен геотермический разрез скв. Анкаван-1, где выделен литологически однородный интервал (50–900 м), представленный метаморфическими сланцами позднепротерозойского — раннепалеозойского возраста, для которого определена величина геотермического градиента. Результаты теплофизических исследований приведены в табл. 1, расчетные данные и результаты расчета теплового потока по скв. Анкаван-1 (глубокая) — в табл. 3.

Тепловой поток по скважине 11-н (курорт Джермук). Скважина 11-н пробурена в районе курорта Джермук, у южной подошвы вулканического конуса. Скважиной вскрыта 5-метровая толща элювия. Далее, в интервале 5–92 м, пройдена толща андезито-базальтов, в интервале 92–114 м залегают аллювиальные отложения и, наконец, со 114 и до 650 м залегает однородная толща порфиристов. Скважина была пробурена с целью изучения геотермического режима этого района.

Замер температуры электротермометрами с последующей проверкой результатов замера максимальными термометрами произведен до глубины 502 м, где температура составляет 58,1°С. Получена допустимая сходимость результатов замера. Точность определения температуры 0,2°С.

Коэффициент средней теплопроводности порфиристов рассчитан по результатам анализов, выполненных А.Л. Ананяном (табл. 4), и анализов автора для порфиристов по скв. Чатма-1 с учетом влажности (см. табл. 1).

По результатам замера построен геотермический разрез и для интервала 250–502 м, соответствующего однородной толще порфиристов, произведен расчет геотермического градиента. Результаты расчета величины плотности теплового потока по скв. Джермук-11н приведены в табл. 3.

Тепловой поток по скв. Сисиан-188. Скважина расположена в пос. Сисиан, в долине Палеоворотана. Скважиной вскрыт разрез диатомитовой свиты (верхний плиоцен) мощностью до 400 м и представленной диатомитовыми глинами, глинистыми диатомитами, песками, песчаниками, галечниками и другими различными пемзо-пелловыми образованиями.

Замер температуры произведен до глубины 160 м, где температура равна 29,4°С. Скважина перед замером находилась в покое около 6 месяцев. По результатам замера температуры построен геотермический разрез скважины и для интервала, представленного диатомитовыми глинами, произведен расчет величины геотермического градиента. Данные о теплопроводности диатомитовых глин приведены в табл. 1, результаты расчета величины плотности теплового потока — в табл. 3.

Величина плотности теплового потока по скв. Каджаран-480. Скважина пробурена к юго-западу от пос. Каджаран.

Таблица 4

Определение коэффициентов λ , α методом теплового импульса
с линейным нагревателем на приборе Е.Е. Вишневого

Порода	Объемный вес, кг/м ³	Коэффициенты			Температу- ра окружа- ющей среды во время опыта, °С
		теплопро- водности, ккал/м·ч· град	температу- ры провод- ности, м ² /ч·10 ⁻⁴	удельная теплоем- кость, ккал/кг· град	
Гранодиорит	2565	1,01	19,8	0,20	20
Роговик	2730	2,36	41,0	0,22	20
Порфирит (срав- нительно свежий)	2750	1,31	22,9	0,21	19
Порфирит (изме- ненный)	2540	1,26	23,8	0,21	19

ран, на юго-западном окончании Мегринского плутона. Мегринский плутон — это крупнейшая интрузия Закавказья. В строении плутона участвуют гранодиориты, сиенито-диориты, диориты, нефелиновые сиениты, монцониты, габбро-диориты, габбро- и реже — ультраосновные породы. По своему вещественному составу и геотектоническому положению интрузии Мегринского плутона обнаруживают большое сходство с Памбакским интрузивным комплексом. Оба эти комплекса расположены вдоль Анкаван-Сюникского глубинного разлома и приурочены к краевым частям Ордубадского и Севано-Ширакского синклиналиев (Габриелян, 1959, 1960). Возраст Памбакского интрузивного комплекса в настоящее время достаточно точно определяется как предверхнезоценовый (гранитоиды) и предолигоценовый (щелочные интрузии). Возраст монцонитов Мегринского плутона также можно считать предверхнезоценовым.

Замер температуры произведен до глубины 270 м, где температура равна 19°С. Перед замером температуры скв. 480 находилась в состоянии покоя около месяца. Учитывая высокую теплопроводность монцонитов, пройденных скважиной, можно считать, что температурный режим в ней был установившимся. Теплофизические свойства монцонитов приведены в табл. 1.

По результатам замера температуры построен геотермический разрез скв. Каджаран-480 и для интервала 100—270 м, представленного монцонитами, произведен расчет геотермического градиента. Результаты расчета величины плотности теплового потока приведены в табл. 3. Большая величина плотности теплового потока, полученная для скважины, обусловлена тем, что скважина пробурена в пределах интрузивного тела и пересекает глубинный Дебаклинский разлом, который способствует увеличению теплового потока.

Севанская зона

Тепловой поток по скв. Дилижан-66а. Скважина расположена у завода по розливу минеральной воды "Дилижан", пробурена она в области развития вулканогенно-осадочных образований среднего эоцена. Ею вскрыты валунно-галечные отложения различных эффузивных и осадочных тощ в песчано-глинистом заполнителе (0—11 м). Ниже залегают (11—37 м) сильно трещиноватые, реже окварцованные туфопесчаники. В интервале 37—300 м залегают пиритизированные, слабо хлоритизированные, трещиноватые туфобрекчии. В интервале 300—325 м пройдены плотные, иногда хлоритизированные порфириды. Ниже (325—340 м) залегают раздробленные, трещиноватые туфобрекчии. Интервал 340—366 м представлен порфиритами, а ниже, до забоя (502 м), залегают плотные, трещиноватые туфобрекчии.

Замер температуры произведен до глубины 135 м, где температура равна $18,1^{\circ}\text{C}$. Скважина перед замером температуры находилась в состоянии покоя около года. По результатам замера температуры построен геотермический разрез скв. Дилижан-66а, выделен литологически однородный интервал, представленный туфобрекчиями среднего эоцена (37—135 м), и в этом интервале рассчитана величина геотермического градиента, равная $5,17 \cdot 10^{-4}$ град/см. Результаты теплофизических исследований туфобрекчии приведены в табл. 1. Средний коэффициент теплопроводности туфобрекчий равен $3,89 \cdot 10^{-3}$ кал/см $\cdot$ с $\cdot$ град. Величина плотности теплового потока по скважине составляет $2,01 \cdot 10^{-6}$ кал/см² $\cdot$ с. Результаты расчета теплового потока приведены в табл. 3.

Кафанская зона

Тепловой поток по скв. Кафан-1061. Скважина пробурена Кафанским медно-рудным комбинатом с целью выяснения вопросов, связанных с рудоносностью района. Она расположена в 3—4 км к северу от г. Кафана. Скважина пробурена на глубину 500 м и вскрыла отложения средней и нижней юры, которые представлены кварцевыми порфиритами и мелкозернистыми песчаниками.

Замер температуры произведен до глубины 66 м, где температура равна $17,8^{\circ}\text{C}$. Скважина перед замером находилась в состоянии покоя около года. По результатам замера температуры построен геотермический разрез скважины, выделен литологически однородный интервал, представленный кварцевыми порфиритами, для которого и рассчитан геотермический градиент. Результаты исследований теплофизических свойств кварцевых порфиритов приведены в табл. 1. Данные для расчета величины плотности теплового потока по скв. Кафан-1061 сведены в табл. 3.

Тепловой поток по скв. 149-Тех Горисского района. Скважина заложена на расстоянии 2,4 км к югу от с. Тех, в области развития Горисской вулканогенно-обломочной свиты.

Восточнее районного центра Сисиан, на участке сел Вагуди—Урут, породы сисианской диатомитовой свиты замещаются вулканогенно-обломоч-

ными образованиями и известных под названием "горисской свиты" (верхний плиоцен). Отложения горисской свиты, как и сисианской диатомитовой, залегают трансгрессивно на различных горизонтах юры и мела и приурочены к древней эрозионной долине палеоворотана. Эти отложения вскрыты скв. 149-Тех до глубины 500 м.

Разрез отложений, вскрытый скважиной, представлен чередованием туфоконгломератов, туфобрекчий с пористыми и слабопористыми травертинами. Туфоконгломераты, туфобрекчии состоят из обломков андезито-базальтов, туффитов, порфиритов с песчанистым, известковым, иногда пемзопесчаным цементом. Травертины окремненные, поры иногда заполнены карбонатами.

Замер температуры произведен до глубины 60 м, где температура равна 16,7°C. Скважина перед замером находилась в состоянии покоя более 2 лет. По результатам замера температуры построен геотермический разрез скв. Горис-149. На геотермическом разрезе выделен интервал (20–60 м), соответствующий верхнему плиоцену, для которого рассчитан геотермический градиент. Результаты теплофизических исследований приведены в табл. 1. Данные для расчета теплового потока по скв. Горис-149 приведены в табл. 3.

Алавердинская зона

Тепловой поток по скв. Шамлуг-374. По этому району была использована величина геотермического градиента, рассчитанная Р. Мириджаняном (1965) по скв. 374, которая оказалась равной 3°/100 м. Скважина перед замером находилась в состоянии покоя около месяца. Результаты расчета по скв. Шамлуг-374 приведены в табл. 3.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СТРОЕНИЯ НЕДР АРМЕНИИ

Экспериментальные исследования теплофизических свойств горных пород, геотермические наблюдения в скважинах с установившимся температурным режимом послужили основой для расчета и составления карты пунктов определения величин плотности тепловых потоков Армянской ССР (рис. 7).

Прежде чем приступить к анализу карты теплового потока, отметим некоторые закономерности изменения его плотности по разрезам отдельных скважин.

Результаты исследований теплофизических свойств горных пород и геотермические наблюдения, произведенные в скв. Раздан-11, дали возможность проследить изменение величины плотности теплового потока с глубиной. Расчеты величины плотности теплового потока были получены для четырех литологически разнородных интервалов, представленных сарматским ярусом, соленосной, пестроцветной и шорахпюрской

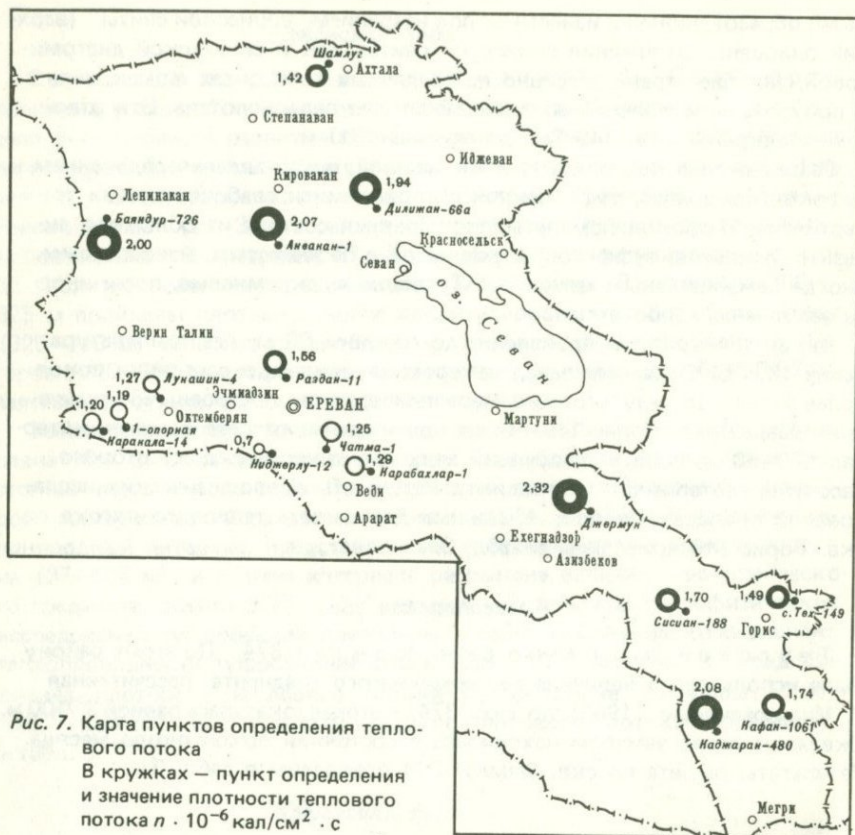


Рис. 7. Карта пунктов определения теплового потока
В кружках — пункт определения и значение плотности теплового потока $n \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$

свитами (см. табл. 3). Полученные данные указывают на то, что колебания величины плотности теплового потока с глубиной настолько незначительны, что ими можно пренебречь.

Из данных распределения плотности теплового потока по скважинам Каракала-14, Карабахлар-1 (см. табл. 3) следует, что с глубиной величина теплового потока, так же как и в скв. Раздан-11, изменяется незначительно. Следовательно, плотность теплового потока для этих пунктов наблюдения является в пределах исследованных глубин постоянной тепловой характеристикой недр и может быть использована при различных геотермических расчетах.

Из карты пунктов определения теплового потока следует, что самая низкая величина плотности теплового потока получена по скв. Ниджерлу-12 ($0,77 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$), что объясняется расположением скважины в глубоко погруженной части Приараксинской зоны, где возможно влияние нестационарных процессов осадконакопления на величину теплового потока.

Особый интерес представляют данные о тепловом потоке, рассчитанные по району курорта Джермук. Для этого района А.Л. Ананян (1966) рассчитал тепловой поток в приповерхностной зоне (10–200 м), где

геотермическая ступень небольшая (17 м/град), и в глубокой зоне ($200\text{--}600 \text{ м}$), характеризующейся пониженным темпом роста температур. Величины плотности теплового потока для этих зон соответственно равны $5,1 \cdot 10^{-6}$ и $2,4 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$. А.Л. Ананян принимает за величину плотности теплового потока по району курорта Джермук (средняя между рассчитанными по зонам) цифру $3,75 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$. Автор настоящей работы считает, что данная величина явно завышена.

Полученная нами величина плотности теплового потока для интервала $200\text{--}600 \text{ м}$, равная $2,4 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$, более реальна, что подтверждается данными по скв. 11-Н. Величина плотности теплового потока по той же скважине (см. табл. 3), расположенной у подножия вулканического конуса, равна $2,32 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$. Столь большое значение величины плотности теплового потока, полученное нами для района курорта Джермук, объясняется прежде всего особенностями геологического развития и гидрогеологией района. Здесь в результате мощных магматических процессов, имевших место в третичное и четвертичное время, в недрах образовались системы трещин, по которым до настоящего времени поступают дополнительные порции тепла, являющегося причиной высоких температур джермукских терм.

К западу от курорта Джермук наблюдается уменьшение величины плотности теплового потока. Так, для Приереванского района по скв. Раздан-11 он равен $1,56 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$, по скважинам Лукашин-4, 1-Опорная Октемберян, Каракала-14 тепловые потоки соответственно равны $1,27 \cdot 10^{-6}$; $1,19 \cdot 10^{-6}$ и $1,20 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$.

По карте пунктов определения величин плотности тепловых потоков видно, как растет его величина от глубокой Приараксинской депрессии (Ранчпарский прогиб) к складчатому комплексу центральной части Армянской ССР (Севанский тектонический пояс) и далее уменьшается к северу от нее. Так, величина плотности теплового потока, рассчитанная по скв. Ниджерлу-12, прилегающей к зоне Ранчпарского прогиба, равна $0,77 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$, увеличиваясь до $1,56 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$ в пределах Приереванского района. Максимум она достигает в центральной складчатой зоне Армении — $2,07 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$, где определение величины плотности теплового потока производилось по скв. Анкаван-1 (глубокая), и далее уменьшается до $1,42 \cdot 10^{-6}$ (скв. Шамлуг-374) в Алавердской тектонической зоне.

Рост величины плотности теплового потока от глубокой Приараксинской депрессии к осевой линии Малого Кавказа, где выходят на поверхность породы основания, представленные позднепротерозойскими—раннепалеозойскими кристаллическими сланцами, и далее уменьшение его в Алавердской тектонической зоне объясняется тем, что тектонические, магматические и метаморфические процессы развиваются под влиянием избирательного выплавления и дифференциации материала в нижних слоях коры и в верхней мантии. При этом образовавшийся материал пониженной плотности стремится продвигнуться вверх, вытесняя книзу соответствующий объем покрывающего тяжелого материала. Эти процессы В.В. Белоусов считает причиной волновых колебательных движений,

приводящих к формированию положительных и отрицательных структур. Для Малого Кавказа характерно проявление интенсивной вулканической деятельности в верхнем плиоцене—антропогене, что определенно было следствием мощной глубинной магматической активности. К этому же времени относится воздымание складчатой зоны Малого Кавказа и окончательное его формирование. Следовательно, вместе с расплавленным веществом к корням крупных положительных структур поступали дополнительные порции тепла (Севанский тектонический пояс), которые и создали в этой части исследуемой территории повышенные тепловые аномалии. Поэтому в осевой зоне Малого Кавказа фиксируются самые большие величины плотности теплового потока ($1,7-2,6$) $\cdot 10^{-6}$ кал/см² $\cdot$ с.

В прогибах Чатминском и Нижнеахурянском средние значения величин плотности тепловых потоков имеют примерно одинаковые значения — $1,26 \cdot 10^{-6}$ — $1,23 \cdot 10^{-6}$ кал/см² $\cdot$ с, что хорошо совпадает с данными о тепловом поле аналогичных районов (Смирнов, 1968).

Замеры температур в скважинах с установившимся температурным режимом показывают, что величина геотермического градиента с глубиной изменяется в широких пределах. В качестве примера приведем результаты расчета геотермического градиента по скв. Раздан-11 Приереванского района для свит, слагающих ее разрез (табл. 5).

Из табл. 5 следует, что геотермический градиент характеризует тепловой режим только в пределах однородных по литологии свит и его средняя величина, тем более частые несопоставимые значения, не может быть надежной основой для геотермического районирования. Для геотермического районирования какой-либо территории необходимо выбирать параметр, который учитывает весь комплекс факторов, формирующих тепловой режим недр. В качестве такого параметра нами принята величина плотности теплового потока, которая оказывает преобладающее влияние на формирование прочих параметров теплового режима недр того или иного участка и является одновременно глубинным параметром. Автором при геотермическом районировании исследуемой территории учтена также роль литологического, тектонического, гидрогеологического факторов.

Сопоставление величин плотности теплового потока с тектоническим строением территории Армении показывает, что конкретные тектонические зоны характеризуются определенным значением плотности теплового потока (рис. 8). Нами выделены следующие геотермические районы:

1) район с высоким значением величины плотности теплового потока от $1,7 \cdot 10^{-6}$ до $2,32 \cdot 10^{-6}$ кал/см² $\cdot$ с, где отдельные тепловые аномалии достигают $10 \cdot 10^{-6}$ кал/см² $\cdot$ с. В него входят Ахтинская, Присеванская тектонические зоны и юго-западная часть Кафанской зоны. В пределах района определение величин плотности теплового потока производилось по скважинам Бояндур-726, Анкаван-1 (глубокая), Дилижан-66а, 11-н района курорта Джермук, Сисиан-188, Каджаран-480, Кафан-1061 (см. табл. 3);

Таблица 5

Определение величины геотермического градиента по скв. Раздан-11

Название свит	Интервал залегания	Геотермический градиент, °С/100 м
Разданская	110—342	3,70
Соленосная	342—935	1,75
Пестроцветная	935—1233	3,15
Шорахпюрская	1233—1558	4,03
Эоцен	1558—1898	3,16

2) район со средними величинами плотности теплового потока характеризуется пределом изменения величины плотности теплового потока от $1,20 \cdot 10^{-6}$ до $1,70 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с. Сюда входят Ереванская, северо-восточная часть Приараксинской, Алавердская, северо-восточная часть Кафанской тектонической зоны;

3) район низких значений величины плотности теплового потока характеризуется изменением его величины от $0,77 \cdot 10^{-6}$ до $1,20 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с. В этот район входят отрицательные структуры юго-западной части Приараксинской и Прикуринской тектонических зон. Определение величины плотности теплового потока производилось по скважинам 1-Опорная, Каракала-14 и Ниджерлу-12 (см. табл. 3).

Рост величины плотности теплового потока от Приараксинской и Ереванской и далее Ахтинской и Присеванской тектонических зон, а затем уменьшение ее в Алавердинской и северо-восточной части Кафанской тектонической зоны дают основание считать, что далее к северо-северо-востоку в Прикуринской зоне она уменьшается до величины, характерной для юго-восточной части Приараксинской тектонической зоны.

Таким образом, самые высокие значения величины плотности теплового потока наблюдаются в Центральной складчатой зоне Армении (Ахтинская, Присеванская и юго-западная часть Кафанской тектонической зоны). Здесь аномальным тепловым полем характеризуются районы выходов Джермукских и Анкаванских терм, где величины геотермических градиентов доходят до 20–25°С/100 м (Ананян, 1959). Так, приняв среднее значение коэффициента теплопроводности для района курорта Джермук равным $3,89 \cdot 10^{-3}$ кал/см · с · град, получим тепловой поток $\sim 10,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с. Такие локальные аномалии являются следствием циркуляции термальных вод, а общий повышенный тепловой режим недр несомненно есть результат проявления третичного магматизма, четвертичного вулканизма и наличия крупных тектонических нарушений, которые способствуют повышенному притоку глубинного тепла из недр. Локальные аномалии в районах выхода термальных вод занимают небольшие площади. Так, в 3–4 км к востоку от Джермука буровыми скважинами на глубине 80–150 м вскрыты воды

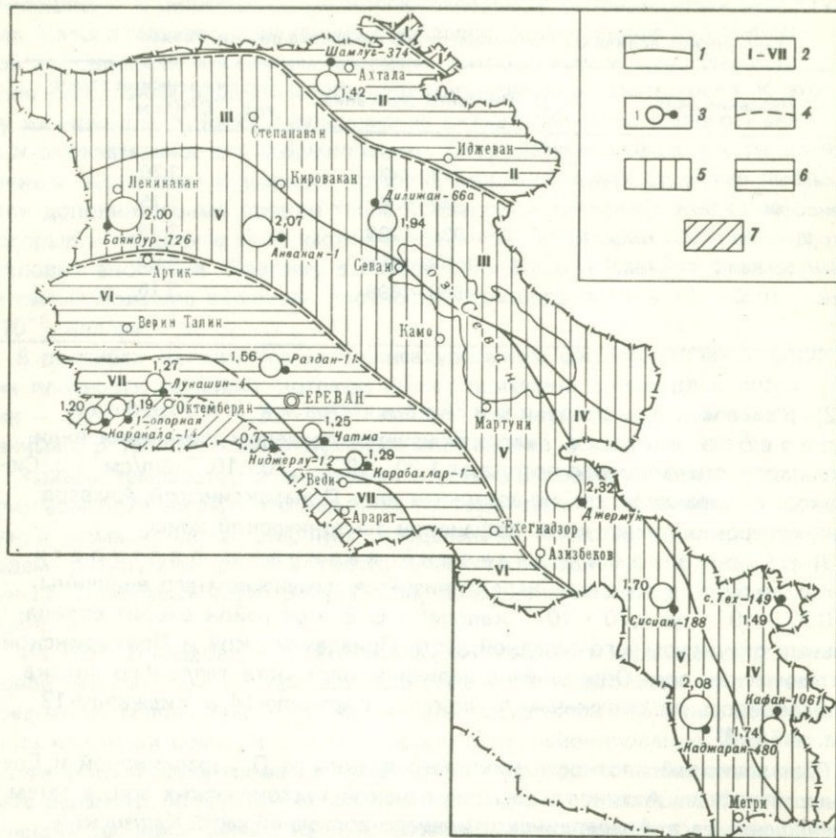


Рис. 8. Карта геотермического районирования территории Армянской ССР
 1 — границы тектонических зон; 2 — тектонические зоны (римские обозначения зон те же, что на рис. 2); 3 — пункты определения и значения теплового потока; 4 — границы геотермических районов; 5 — район высоких значений теплового потока $(1,7-2,32) \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с; 6 — район средних значений теплового потока $(1,2-1,7) \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с; 7 — район низких значений теплового потока $(0,7-1,2) \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с

джермукского типа, более минерализованные, с температурой всего 11–14°C. Это явление обусловлено тем, что подводящими для терм являются трещины северо-восточного простирания, по линии Исти-су (Азербайджан) — Джермук — Саят-Нова (Ананян, 1960). За пределами зоны дробления, связанной с региональными трещинами, геотермальная активность быстро затухает.

Пониженный тепловой режим установлен в пределах Ереванской, Алавердской и в северо-восточной части Кафанской тектонической зоны. Кафанская зона характеризуется брахиантиклинальным строением, сравнительно молодой интенсивной дислокацией и проявлением молодого вулканизма. По схеме тектонического районирования А.А. Габриеляна (1964) Кафанская зона объединяется с Алавердинской в

один Самхето-Кафанский тектонический комплекс. А.Т. Асланян (1958) включает Кафанскую зону в Севанский тектонический пояс.

Рассчитанные нами величины плотности теплового потока по скважинам Горис-149 (с. Тех) и Кафан-1061, соответственно равные $1,49 \cdot 10^{-6}$ и $1,74 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с, свидетельствуют о том, что юго-западная часть этой зоны по тепловому режиму тяготеет к району с высоким значением теплового потока (к Ахтинской и Севанской складчатым зонам), а северо-восточная — к району со средними значениями теплового потока (Алавердская зона). Более детальное изучение геотермических условий этого района позволит уточнить границы тектонических зон.

Ереванская тектоническая зона, где наблюдаются проявления молодого вулканизма, также характеризуется повышенным тепловым режимом. Для этой зоны характерно проявление термальных вод с температурой до 40°С, а на границе с Ахтинской зоной установлена группа вод Арзакан, Гюмуш, Бжни, температура которых доходит до 40–45°С на глубине около 50 м. Поэтому для этой зоны можно предполагать, по общей тенденции увеличения теплового потока от глубокой Араксинской депрессии к складчатой зоне, что тепловой поток изменяется от $1,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с (наибольшая величина плотности теплового потока, полученная для юго-западной части Приараксинской тектонической зоны) до $1,7 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с (самое низкое значение теплового потока, зафиксированное для складчатой зоны).

В геотермический район с низкими значениями теплового потока отнесена юго-западная часть Приараксинской зоны, характеризующаяся широким развитием нормально-осадочных фаций палеозойского времени, отсутствием абиссальных гранитоидных интрузий и наличием чехла молодых осадочных образований. В этой зоне тепловой поток определялся по трем пунктам наблюдения и колеблется в пределах от $0,77 \cdot 10^{-6}$ до $1,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с.

Таким образом, общий разброс значений теплового потока, установленного на территории Армении, очень велик — от $0,77 \cdot 10^{-6}$ до $2,32 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с, а с учетом конвективного перераспределения тепла — до $10 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с (Аветисянц, 1974). Тем не менее, как было показано выше, полученные значения теплового потока строго соответствуют главным тектоническим структурам территории.

Определения теплового потока одновременно выполнены на территории Грузии и Азербайджана, что позволяет рассмотреть распределение теплового поля Армении не в отрыве от общей геотектонической структуры, а в комплексе геолого-исторического развития Малого Кавказа. При сопоставлении данных теплового потока с геолого-тектоническим строением рассматриваемой территории использовались Международная тектоническая карта Европы, а также обобщающие геологические сводки.

Глубинный тепловой поток в Закавказье определялся более чем в 100 пунктах на кайнозойских и омоложенных в кайнозое геолого-тектонических структурах. Различия в геологической истории конкретных структур обусловлены значительным разбросом величин плотности теп-

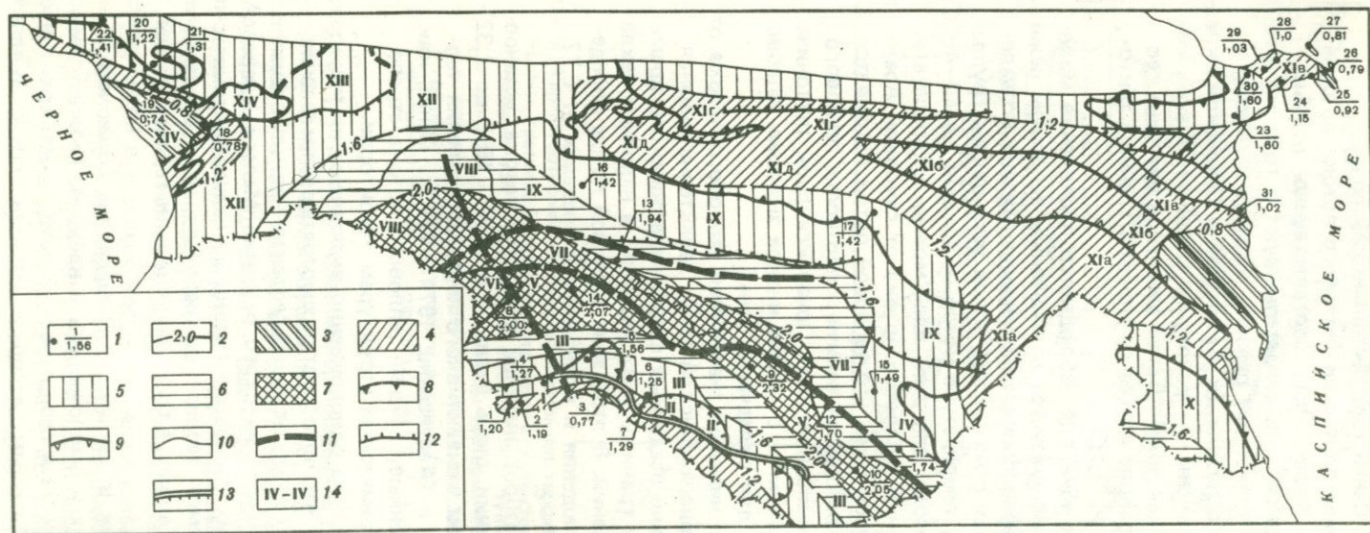


Рис. 9. Схематическая карта теплового потока Закавказья (Аветисянц, Макаренко, Сергиенко, 1975)

1 — пункты определений (числитель — номер пункта по авторскому каталогу; знаменатель — величина теплового потока, $\text{н} \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$); 2 — изолинии теплового потока; 3–7 — зоны определенных величин теплового потока, $\text{н} \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$: 3 — $< 0,8$, 4 — $0,8-1,2$, 5 — $1,2-1,6$, 6 — $1,6-2,0$, 7 — $> 2,0$; 8 — границы межгорных впадин; 9 — границы наиболее прогнутых зон впадин; 10 — границы прочих тектонических зон; 11 — тектонические швы; 12 — сбросы и взбросы; 13 — флексуры; 14 — тектонические зоны: I — Средне-Араксинская впадина, II — Даралагезский антиклинорий, III — Ереванско-Ордубадский синклиний, VI — Кафанский антиклинорий, V — Мисхано-Зангезурский антиклинорий, VI — Карская впадина, VII — Севанский синклиний, VIII — Алхалакское вулканическое нагорье, IX — Самхето-Карабахский синклиний, X — Талышский антиклинорий, XI — Куринская впадина (а — Нижнеараксинский прогиб, б — Нижнекуринская впадина, в — Кобыстано-Апшеронская зона, г — Мирзаанская впадина, д — Караязско-Евлахская впадина), XII — Аджаро-Триалетская зона, XIII — Дзирульский массив, XIV — Рионская впадина

лового потока — от $0,55 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с в глубоко погруженной части Куринской впадины, где мощность кайнозойских и мезозойских осадков оценивается в 20 000 м, до $2,32 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с на вулканическом нагорье Армении. Эти данные легли в основу схематической карты теплового потока Закавказья (рис. 9). Ниже рассматривается соответствие величин теплового потока конкретным тектоническим структурам Закавказья (Аветисянц, и др., 1975).

Рионская, Куринская, Средне-Араксинская межгорные впадины заполнены толщами позднекайнозойских моласс. Все впадины характеризуются практически равными средними значениями плотности теплового потока — около $1,16 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с, что свидетельствует о близости истории их геологического развития. Тепловое поле во впадинах нестационарно, и искажения теплового потока за счет влияния осадконакопления составляют около 30%, а наиболее погруженной части Куринской впадины — до 50%. Восточная часть Куринской впадины осложнена в пределах локальных поднятий проявлениями грязевого вулканизма. На такого рода структурах вариации теплового потока составляют $1,03 \cdot 10^{-6}$ — $2,33 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с (Сухарев, Мирошников, 1963) при среднем арифметическом $1,60 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с. В отличие от типичных вулканических областей здесь высокая плотность теплового потока наблюдается на участках, расположенных в непосредственной близости от эруптивных аппаратов (не более 1 км). На крыльях антиклиналей, осложненных грязевым вулканизмом, значения величин не отличаются от фоновых и составляют $(1,03—1,15) \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с. Этот факт должен привлечь внимание геологов-нефтяников, изучающих роль грязевого вулканизма в трансформации рассеянной органики и углеводородов в залежах.

В пределах мегантиклинория Малого Кавказа существуют несколько крупных антиклинальных зон с различной историей геологического развития, в которых огромную роль играют мезо-кайнозойские магматические образования. В основных орогенических поясах этой области — Антикавказском, Севанском и Араксинском, характеризующихся положительными градиентами неотектонических движений, — значения теплового потока варьируют от $1,24 \cdot 10^{-6}$ до $2,32 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с.

В Антикавказском поясе, выраженном слабоскладчатой системой кулисообразных структур, процессы геосинклинального развития завершились в меловое или, возможно, в палеогеновое время. Величина теплового потока составляет для пояса $1,42 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с и может быть связана с дефицитом тепловой мощности в период развития геосинклинали, поскольку этот этап не нашел полного развития. Косвенно незавершенность геосинклинального процесса подтверждает проявление в пределах Антикавказского пояса на позднеорогенной стадии преимущественно кислого вулканизма.

Севанский складчатый пояс, характеризующийся грандиозными проявлениями интрузивного магматизма на протяжении мезо-кайнозойской истории, осложнен глубинными разломами. К разломам приурочены многочисленные гидротермальные проявления и цепь четвертичных вулканов, продукты излияния которых маскируют сложную взаимо-

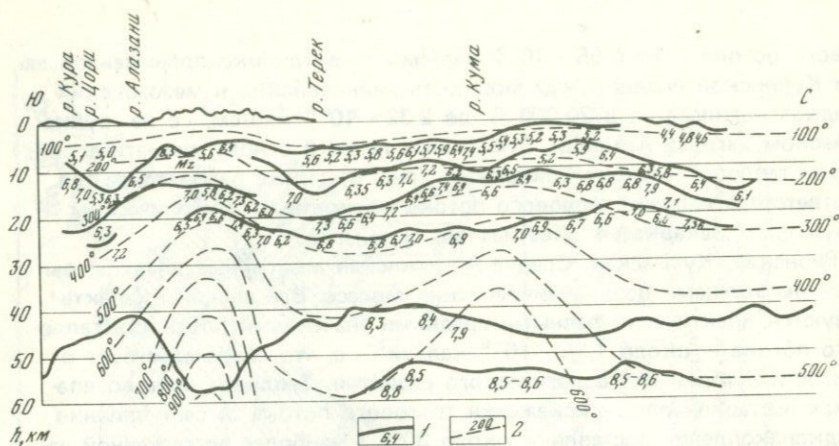


Рис. 10. Геотермический профиль Волгоград—Нахичевань (по Р.И. Кутасу и Я.Б. Смирнову, 1974)
1 — основные сейсмические границы и значения граничных скоростей;
2 — геоизотермы

связь между отдельными элементами в структуре пояса. Определения теплового потока выполнены здесь в пределах Севанского, Мисхановского и Кафанского антиклинорий и Карской впадины, по которым фоновое значение его составляет $1,64 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с. Синклинии и антиклинальные зоны повсеместно выделяются высокими тепловыми потоками, что отражает процессы активизации земной коры в неоген-четвертичное время. Тепловый поток на отдельных поднятиях вулканического нагорья составляет $2,1 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с, а вне их варьирует от $1,49 \cdot 10^{-6}$ до $1,74 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с, что указывает на тектоническую и энергетическую неоднородность этого сооружения.

В Араксинском поясе определения выполнены в эвгеосинклинальной части Ордубадского синклинория. Замеренные значения теплового потока получены в зоне съема тепла нисходящими водами, ввиду чего он оказался равен $1,27 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с. Полное значение потока равно $(1,85 \pm 0,25) \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с.

Составленная схематическая карта теплового потока Закавказья (см. рис. 9) позволяет также сделать ряд дополнительных заключений. Изолинии теплового потока имеют в целом субширотное направление. На этом фоне Транскавказское поперечное поднятие, охватывая по ширине десятки километров, характеризуется, как и в Предкавказье (Макаренко, Смирнов, Сергиенко, 1968), повышенным тепловым потоком — до $2 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с. Поскольку самые высокие градиенты теплового потока приурочены к зонам сопряжений Большого и Малого Кавказа с отрицательными тектоническими структурами, здесь, на нижней границе земной коры, можно ожидать различий в температурах, превышающих 500—700°C (рис. 10). В таком случае релаксация термоупругих напряжений находит прямое отражение в высокой сейсмичности Закавказья, а общая неоднородность теплового поля, вероятно, связана с изостатической некомпенсированностью всей структуры.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Проведенные геотермические исследования позволили выявить ряд закономерностей в распределении тепловых аномалий и наметить направление дальнейших работ при поисках термальных вод с целью использования их в народном хозяйстве республики. В пределах Армянской ССР встречаются районы с различными геологоструктурными и гидрогеологическими условиями, степень изученности которых неодинакова. Гидрогеотермальные ресурсы этих районов также неравноценны. Рассмотрим перспективы поисков термальных вод в различных тектонических поясах Армении — Араксинском, Севанском и Антикавказском. Наиболее изучены в геотермическом отношении Севанский и Араксинский тектонические пояса.

Антикавказский тектонический пояс (северная часть Армении) вследствие структурных и литологических особенностей является областью питания глубоких горизонтов Куринской депрессии и охлажден на большую глубину. В связи с этим рассматриваемая территория не представляет большого интереса для поисков термальных вод.

Центральная складчатая зона и тяготеющая к ней Ереванская мега-синклинальная зона характеризуются почти повсеместным распространением термальных или субтермальных вод. Основные запасы минеральных вод Армении сосредоточены в свитах карбонатных пород, слагающих артезианские бассейны в пределах Севанского и Араксинского тектонических поясов и перекрытых водоупорными вулканогенными и осадочными отложениями палеогена и неогена.

В тех случаях, когда разломы нарушают сплошную структуру бассейнов, погребенные в них воды частично под собственным напором, частично в приповерхностной зоне с помощью газлифта поднимаются на дневную поверхность. Термоминеральные воды, по-видимому, связаны со структурами глубокого залегания в пределах артезианских бассейнов. Определенно, проявление молодого четвертичного вулканизма в районах развития глубоких синклинальных структур оказало влияние на термическую жизнь минеральных вод. Несомненно, что наиболее прогретыми оказались мульдовые части структур, а это в свою очередь отразилось на температуре минеральных вод (Асланян, Ананян, Тер-Мартirosян, 1967).

Характеристика артезианских бассейнов и районов, наиболее благоприятных для заложения глубоких разведочных скважин, производится как по материалам работ А.П. Демехина (1947, 1958), Н.И. Долухановой (1948, 1961), В.А. Аветисяна (1958), В.А. Аветисяна, О.А. Бозояна (1956), А.Т. Асланяна, А.Л. Ананяна, А.А. Тер-Мартirosяна (1967), Л.Н. Барабанова (1958, 1959, 1961), так и по результатам полевых и лабораторных исследований и наблюдений, проведенных автором в течение 1964—1970 гг.

Несмотря на территориальную разобщенность и принадлежность к различным тектоническим зонам, наиболее крупные артезианские бассей-

ны проявляют заметное сходство состава выполняющих их послескладчатых геологических формаций и характеризуются сходными условиями питания, залегания и разгрузки подземных вод.

Межгорные депрессионные зоны, образовавшиеся в результате плиоцен-антропогеновых тектонических погружений, выполнены озерно-речными отложениями, лавами, пеплами и туфами. Процесс накопления осадков вплоть до образования современных аккумулятивных равнин сопровождался накоплением пресных вод в песчано-галечных горизонтах, приведших к формированию горизонтов напорных вод, большей частью пресных, а в более глубоких горизонтах — минерализованных термальных вод.

Выделение районов для заложения глубоких разведочных скважин с целью поисков термальных вод производится по комплексу геологических, гидрогеологических и геотермических показателей, свидетельствующих о перспективности этих районов.

Ниже описаны наиболее крупные артезианские бассейны Армении.

Арабатский артезианский бассейн расположен в долине среднего течения р. Аракс и занимает площадь около 1200 км² (площадь территории в пределах СССР). В морфоструктурном отношении представляет собой овального очертания крупную межгорную депрессию, ограниченную с севера массивами гор Арагац и Араилер, с востока — Гегамским хребтом, с юга — хребтом Армянский Пар и массивами гор Большой и Малый Арарат, а с запада — Карским плато.

В гидрогеологическом отношении этот бассейн наиболее изучен. В Арабатском бассейне выполнены многочисленные гидрогеологические исследования (Демехин, 1947; Оганезов, 1957; Тер-Мартirosян, 1968; и др.).

Рассматриваемая депрессия в современном виде представлена обширной аккумулятивной равниной с абсолютными отметками +700, +1000 м. Климат Арабатской равнины сухой континентальный, годовое количество атмосферных осадков 250—300 мм, среднегодовая температура воздуха $+10 \div +12^{\circ}$ с большими колебаниями абсолютных температур, характерен большой дефицит влажности (Багдасарян, 1958).

Собственно котловина выполнена комплексом озерно-речных отложений, представленных чередующимися песчано-гравелисто-галечными образованиями, глинами и базальтами. В плиоцен-антропогеновое время — в период существования озерного режима — происходило излияние андезито-базальтовых лав из окружающих котловину вулканов; при этом отдельные потоки лав залили озерную чашу, а впоследствии были перекрыты озерно-речными отложениями. Поэтому в разрезе комплекса наблюдается переслаивание лав, вулканических песков и туфов с рыхлообломочными образованиями. Лавовые потоки в виде рукавов спускаются от нагорной зоны до осевой части котловины, являясь путями питания водоносных горизонтов.

Горные хребты и массивы, окаймляющие котловину, сложены преимущественно сильно трещиноватыми андезито-базальтовыми лавами и их пирокластическими разностями.

В предгорной зоне, ее юго-восточной части, обнажаются палеоген-палеозойские туфогенные, песчано-глинистые и известняково-мергельные

породы, которые, погружаясь под комплекс озерно-речных отложений, слагают региональное водоупорное ложе артезианского бассейна.

Напорные горизонты питаются подземными водами окружающих котловину горных хребтов, а также подрусловыми водами левых притоков р. Аракс. Поверхностный сток и выпадающие на площади равнины атмосферные осадки питают в основном горизонт грунтовых вод (Асланян, 1958).

На перспективность зоны указывают разгружающиеся здесь термальные воды. Группа многодебитных источников известна в северо-западной части бассейна у сел. Арабат. Расположена она в долине Аракса, у основания склона Зинжирлинского хребта, и приурочена к крупному разлому. Около источников накопились травертины. До бурения скважин, по наблюдениям А.П. Демехина и А.А. Тер-Мартirosяна, имелось 14 восходящих источников с температурой от 16,1 до 25,6°C. Пробуренные здесь скважины глубиной до 580 м оказались фонтанирующими с дебитом до 27 л/с и температурой до 31°C. Воды, выведенные скважинами, по химическому составу являются гидрокарбонатно-кальциевыми с минерализацией до 1 г/л. Кроме углекислоты, в подземных водах содержится азот (Барабанов, 1961).

Основной водоносный горизонт приурочен к девонским известнякам и распространяется на глубину до 50–70 м от подошвы покрывающих водоупорных эоценовых глин. Скважины, вскрывшие зоны интенсивной трещиноватости и раздробленности пород, характеризуются большими дебитами. При глубокой разведке в низах палеозойского карбонатного комплекса возможно выявление высокотермальных вод.

В предгорьях Арабатской котловины расположен Чатминский прогиб. В его пределах температура установлена в скв. Чатма-1, расположенной в мульдовой части прогиба и на глубине 1700 м, она равна 60,5°C. С учетом теплопроводности нижележащих отложений рассчитана температура на глубине 2500 м, которая близка к 90°C, а на глубине 3000 м составляет около 100°C.

Особый интерес представляет участок, где термальная вода получена из скв. Мхчан-11 с глубины 2600 м. При установившемся дебите температура воды на устье скважины равна 40°C. Скважина Мхчан-11 пробурена на юго-восточном погружении Тазагюхского догерцинского фундамента, в области предполагаемого глубинного разлома. Высокое содержание в воде бора и высокая температура могут свидетельствовать о подтоке к забою скважины вод глубинного происхождения. Анализы воды одновременно свидетельствуют о ее ценных бальнеологических свойствах. Для поисков термальных вод на рассматриваемом участке рекомендуется бурение скважины в Гюмушском районе (рис. 11), где при опробовании мелких скважин наблюдались проявления вод с температурой до 40°C глубин около 50 м, которые, по-видимому, являются дериватами глубоких терм. В этом районе, по геологическим данным, установлена грабен-синклиналь, что подтверждается и геофизическими исследованиями, которые свидетельствуют о наличии в районе сел Гюмуш — Арамус большого гравитационного минимума. Здесь мощность третичных отложений достигает 3000–3500 м. Разрез сложен (свер-

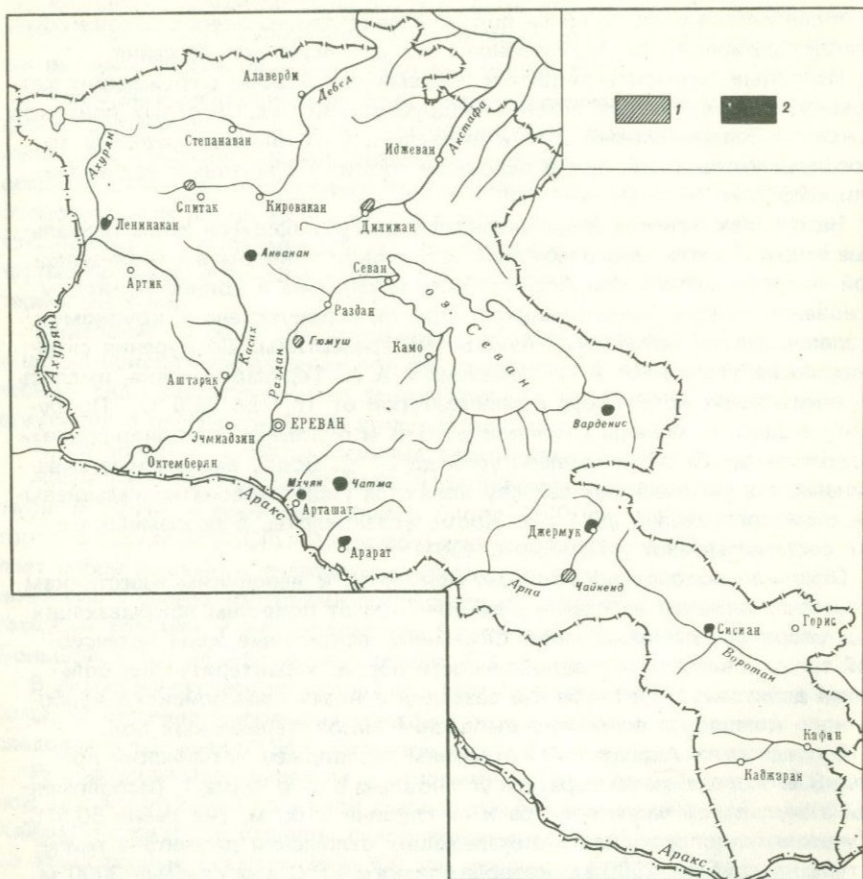


Рис. 11. Карта районов, перспективных для поисков термальных вод. (Составил А.А. Аветисянц по данным личных обследований и материалам А.Т. Асланяна, А.Л. Ананяна, А.А. Тер-Мартirosяна.)
Районы, рекомендуемые для развдоечного бурения с целью поисков термальных вод: 1 — весьма перспективные, 2 — перспективные

ху вниз) базальтами плиоцен-постплиоценового возраста мощностью 500 м, глинами и песчаниками сарматского яруса мощностью 300 м, гипсо-соленосной толщей среднего миоцена до 1000 м, глинами и песчаниками пестроцветной свиты мощностью 500 м. К этой свите приурочены водоносные горизонты с термальными (70–80°C) йодо-бромными водами. Далее в разрезе фиксируются песчаники и глины шорахпюрской свиты мощностью 600 м, туфоосадочный комплекс эоцена мощностью до 1200 м и известняки, глины, мергели верхнего мела, являющиеся одним из основных горизонтов термальных вод. Его мощность 500–600 м.

В водоносных горизонтах глубоких частей прогиба предполагаются следующие температуры. Расчеты, проведенные по скв. Раздан-11 и

основанные на данных о плотности теплового потока и теплопроводности пород эоцена, показали, что температура на глубине 2600 м в кровле верхнего мела будет составлять около 100°C. В зоне глубокого погружения этих отложений будут встречены воды с температурой 120–140°C на глубинах 3000–3500 м.

Памбакский артезианский бассейн расположен в верховьях рек Памбак и Агстов и по геологоструктурному положению соответствует одноименному синклинию. Основным горизонтом является верхнемеловая толща мощностью 500–600 м, которая обрамляет бассейн и перекрывается эоценовыми трещиноватыми вулканогенными породами, прорванными крупными интрузивами. По трещинам в этих породах циркулируют гидрокарбонатно-натриевые воды с минерализацией до 4 г/л, насыщенные углекислым газом. Температура в естественных выходах не превышает 16° (группы источников Дилижан, Бзовдал и др.).

По К.Н. Паффенгольцу (1959), верхнемеловая толща в Памбакском бассейне погружается на глубину до 3000 м. В центральной части бассейна она не образует единого прогиба, а смята в складки, нарушенные сбросами, по которым происходит разгрузка артезианских вод. Такого происхождения источники, связанных с Дзыкнагетской антиклиналью — Фиолетово, Фролова Балка (Барабанов, 1961). Разгрузка вод происходит и на юго-западной окраине бассейна, по линии Мисханского разлома (Анкаванские и Карабахлианские термы) и на контактах интрузий (источник Так-Ахпюр).

Минерализация вод, связанных с верхнемеловыми отложениями, в зависимости от глубины циркуляции изменяется от 4 до 8 г/л. По составу воды гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые, насыщены CO_2 . Воды, залегающие в верхних горизонтах, имеют температуру до 40°C. Относительным водоупором для водоносных верхнемеловых отложений является метаморфизованная толща средней и нижней юры (Алавердский, Шамхорский антиклинории), а при выклинивании последней — нижнепалеозойские кристаллические породы (Арзаканский и Локский массивы).

Фиолетовские минеральные источники приурочены к верхнемеловым отложениям и расположены в одноименном селении в пойме р. Агстев. Температура воды 10–16°. Основной водоносный горизонт — тонкоплитчатые мергелистые известняки, залегающие на глубине от 8 до 40 м.

В Анкаване (Большая Мисхана, отметка над уровнем моря 1900 м) до бурения скважин насчитывалось 18 источников, пять из которых имели температуру от 20 до 26°C и дебит 5 л/с (Долуханова, 1948). Разведочными работами (пробурено 19 скважин глубиной от 40 до 262 м) выведены минеральные воды с температурой около 40°C. Суммарный дебит фонтанирующих скважин составил 44,3 л/с. Выход Анкаванских терм связан с протягивающимся на 30 км крупным Мисханским разломом, вдоль которого контактируют древние кристаллические породы Арзаканского массива с комплексом верхнемеловых и эоценовых отложений, инъецированных щелочными интрузиями (Долуханова, 1948). Происхождение Анкаванских источников связывается с тектони-

ческими движениями, последовавшими за внедрением в метаморфическую толщу третичной интрузии кварцевых диоритов, что привело к образованию крупного Мисханского разлома и дополнительных трещин, которые и явились путями подъема глубинной минеральной воды (Ходжоян, Арутюнян, 1966).

В верховьях р. Гарни у подножия г. Маймех расположен источник Так-Ахпюр, приуроченный к северному контакту Тежлерского интрузива щелочных и нефелиновых сиенитов со среднеэоценовыми порфиритами. Источник восходящий, газует азотом. Температура воды 27°C . Дебит незначителен.

Рассчитанные величины плотности теплового потока свидетельствуют о повышенной напряженности температурных условий недр этого бассейна и о возможности при глубоком бурении в благоприятных условиях обнаружения термальных вод с высокой температурой.

Укажем также на ряд структурных прогибов, перспективных для поисков термальных вод. По данным А.Т. Асланяна и др. (1967), в Дилижанском районе выделяется синклинальный прогиб, сложенный породами палеогена и мезозоя. Предполагаемый разрез следующий: глинистые сланцы олигоцена мощностью 600 м; вулканогенно-осадочные образования эоцена мощностью 2200–2400 м; карбонатные образования верхнего сенона мощностью 400–500 м, являющиеся перспективным горизонтом термальных вод; терригенные отложения альб-коньяка мощностью 400–500 м; карбонаты верхней юры мощностью 500–600 м. Судя по величине плотности теплового потока и средней теплопроводности пород, температура, ожидаемая на глубине 2500 м в отложениях верхнего сенона, будет составлять 110°C , а на глубине 3000 м — около 125°C .

Налбадский прогиб расположен около одноименного сел. Налбанд и занимает бассейн среднего течения р. Памбак. Предполагается, что основной горизонт термальных вод представлен верхнемеловыми карбонатными и терригенными образованиями, имеющими мощность до 500 м. Последние погребены под туфогенной толщей эоцена мощностью около 1500 м. Замеров температуры в непосредственной близости от прогиба не производилось, но этот район входит в бассейн, который характеризуется повышенным тепловым потоком. Кроме того, в третичное время здесь наблюдалось внедрение мощных интрузий, образование серии разрывных нарушений и излияние молодых лав, которые способствовали поступлению в эту зону термометаморфизованного углекислого газа и термальных вод с больших глубин. Здесь возможно вскрытие на глубине около 2500 м термальных вод с температурой около 110°C . Прогиб имеет значительную площадь, и его подземные воды могут представлять большой интерес для водо- и теплоснабжения промышленности Кировакана.

Севанский артезианский бассейн расположен в одноименной межгорной депрессии, большая часть которой занята оз. Севан. Бассейн напорных вод площадью около 300 км^2 приурочен к равнине р. Масрик, ограниченной с севера Севанским, с востока — Восточно-Севанским, с юга — Варденисским, а с запада — Гегамским хребтами. Его граница

намечается по выходам на поверхность меловых и домеловых пород. Горные сооружения, ограничивающие бассейн на севере, сложены преимущественно туфогенными известково-мергельными породами, а на юге и западе — трещиноватыми андезито-базальтами и их пирокластическими разностями.

Собственно равнина сложена комплексом озерно-речных отложений мощностью около 300 м, представленных песчано-гравелито-галечными образованиями и чередующимися пластами глин. Комплекс озерно-речных отложений подстилается водоупорной толщей неогена, которая, погружаясь к северо-западу, придает водоносным горизонтам характер артезианского склона (Асланян, 1958). Верхнемеловые известняки, обнажающиеся на северо-восточной окраине озерной котловины, в отличие от других районов Армении характеризуются существенной примесью туфового материала, что указывает на незначительную их водообильность. К ним приурочено небольшое число минеральных источников, встречающихся на контактах интрузий или связанных с тектоническими нарушениями. Такими источниками являются Зодский, Красносельский и др. Источники с холодной водой, обильно газированной углекислотой, принадлежат к типу нарзанов, о чем и говорит их местное название "туту-джур" (кислая вода). В Севанском бассейне естественных выходов более глубоких вод не наблюдается.

Возможность вскрытия здесь горизонтов термальных вод не исключена, но до бурения глубоких скважин необходимо тщательно изучить бассейн путем бурения неглубоких скважин прежде всего в районах городов Камо и Басаргечара. В региональном плане этот бассейн входит в геотермический район с высоким тепловым режимом.

Арпинский артезианский бассейн расположен в среднем и верхнем течении р. Арпа и в верхнем течении р. Воротан. Бассейн выделен и изучен А.П. Демехиным. Он занимает Арпинско-Воротанскую зону новейших прогибаний и частично зону поднятий Варденисского и Карабахского вулканических нагорий.

Первый напорный горизонт бассейна приурочен к нуммулитовым известнякам среднего эоцена, выполняющим Ехегнадзорскую синклиналь. Основным напорным водоносным горизонтом является свита верхнемеловых трещиноватых известняков мощностью до 500 м (Демехин, 1947). Областью питания известняков являются Даралагезский, Варденисский и Зангезурский хребты, на склонах которых они выходят на поверхность.

Бассейн осложнен складками общекавказского простирания, которые разбиты в ядрах и на крыльях, тектоническими нарушениями, интрузивами, что в общем способствует выводу на поверхность глубоких вод. Глубокие долины рек Арпа, Гергер, Алаяз, пересекая антиклинальные структуры, способствовали образованию основных групп источников, представляющих локальные или линейно вытянутые очаги разгрузки артезианских вод (Демехин, 1958).

В пределах бассейна высокая плотность теплового потока установлена по скважинам Джермук-11н и Сисиан-188 (см. табл.3). Учитывая благоприятные структурные условия бассейна, с глубин порядка 1500—

2000 м из верхнемеловых трещиноватых известняков (район курорта Джермук) возможно получить термальные воды с температурой более 100° . Благоприятный показатель перспективности бассейна в отношении вскрытия термальных вод — это проявление на поверхности горячих вод Джермука с температурой в естественных выходах до 50°C , а в скважинах — до 65° (Демехин, 1947). О повышенном тепловом режиме недр также говорят выходы теплых вод в молодой Воротанской впадине. Выходы терм связаны с трещинами в приконтактовой зоне эоценовых пород с гранодиоритами (Демехин, 1958).

В 1938–1948 гг. в районе курорта Джермук бурением скважин глубиной до 64 м были вскрыты воды с температурой 64°C и суммарным дебитом, в 10 раз большим расхода источников. По-видимому, термальные воды с температурой более 100° могут быть вскрыты на глубинах 1000–1500 м. Глубокое бурение в Джермуке следует провести после тщательного изучения этого месторождения минеральных вод неглубокими скважинами, что позволит точно установить направление термальных линий.

По общегеологическим данным, в среднем течении р. Арпа (сел. Чайкенд) намечается мульдовая зона крупного Арпинского прогиба, погружающаяся на глубину 4000–4500 м. Здесь под палеогеновыми отложениями, имеющими большие мощности (2000–3000 м), залегают верхненесенонские карбонатные отложения, в которых предполагается наличие термальных вод. Кроме того, водоносные горизонты возможны и в нижележащих турон-сеноманских терригенных образованиях. Более проблематично развитие верхнеюрских карбонатных коллекторов в интервале 3600–3800 м, однако ниже, до глубин 4500 м, предполагается развитие триасового сильно кавернозного карбонатного комплекса.

Если принять за среднюю величину плотности теплового потока $2 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$, а за средний коэффициент теплопроводности палеогеновых отложений $4,5 \cdot 10^{-3} \text{ кал/см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}$ (см. табл. 1 и 3), то температура, ожидаемая на глубине 3000 м, будет составлять $110\text{--}120^{\circ}\text{C}$, на глубине 4500 м — около 160°C . Учитывая вероятность пересечения скважинами глубинных трещин, связанных с внедрением третичных интрузий и проявлением четвертичного вулканизма, возможно получение перегретого пара. К перспективным следует отнести и Сисинский район, где на глубине 160 м в скв. Синиан-188 встречена вода с температурой 25°C .

Ширакский артезианский бассейн расположен в пределах одноименной межгорной депрессии, ограниченной с севера Ширакским антиклинальным хребтом, с востока и юга — Памбакским хребтом и массивом г. Арагац, а с запада — Карским плато. Бассейн напорных вод охватывает долину среднего течения р. Ахурян. Водоносные горизонты приурочены к комплексу озерно-речных отложений 300–400-метровой мощности. Фундамент комплекса представлен вулканогенно-обломочными породами неогена, более древние породы обнажаются в пределах окаймляющих котловину Ширакского и Памбакского хребтов. По геологическим и геотермическим данным (скв. Баяндур-726, см. табл. 3), в этом бассейне ожидается приуроченность термальных вод к верхнеме-

ловым отложениям, залегающим на глубинах около 2500 м. Температура вод 100–110°C.

Все отмеченные выше структуры различных артезианских бассейнов, осложненные внедрениями интрузий, корнями излияния четвертичных лав, представляют собой месторождения минеральных и термальных вод. Произведенные нами замеры температур в скважинах с установившимся температурным режимом и полученные величины плотности теплового потока дают основание считать, что извлечение вод с температурой 80–100°C в мульдových частях водонапорных систем весьма реально. Для реализации этого необходимо провести глубокое бурение (2500–3000 м) в районах Налбандского и Араратского синклиналиев. Целесообразность бурения в этих районах подтверждается следующими данными: а) в геологическом отношении оба района хорошо изучены и присутствие термальных вод в верхнемеловых (Налбандский прогиб) и палеозойских отложениях (Араратский синклиналий) не вызывает сомнений; б) указанные районы тяготеют к крупным промышленным узлам (Кировоаканскому и Араратскому), которым требуются как термальные, так и пресные воды; в) термальные воды могут быть использованы здесь комплексно для извлечения микрокомпонентов и нужд теплофикации и промышленного водоснабжения, а также для расширения курортного строительства.

ОЦЕНКА ПОТЕРЬ ТЕПЛА ЗА СЧЕТ РАЗГРУЗКИ ГИДРОТЕРМ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Изучение материалов по термальным водам Армении (Асланян, 1958; Тер-Мартirosян, 1968; Ананян, 1959, 1960; Барабанов, 1958, 1959, 1961; Ходжоян, Арутюнян, 1966; и др.), а также результаты личных исследований и наблюдений автора позволили произвести оценку энергетического эффекта разгрузки гидротерм на территории Армянской ССР.

Ниже приводится краткая характеристика основных генетических типов термальных вод исследуемой территории.

По газовому составу на территории Армении можно выделить три основных типа термальных вод — углекислые, азотно-углекислые (углекисло-азотные) и азотно-метановые.

Углекислые термы составляют наиболее крупную генетическую группу термальных вод, распространенных главным образом в Центральной складчатой зоне Армении, в области недавно угасшего вулканизма и молодой (позднетретичной) магматической деятельности. Эти воды образуют динамические месторождения (Иванов, 1961) в пределах зон дробления горных массивов, на участках явных или скрытых очагов неинтрузий. В сложных геоструктурных условиях их формирование определяется двумя основными взаимосвязанными факторами — процессами термометаморфизма горных пород, вызывающими образование углекис-

лоты, и повышенным геотермическим режимом. Динамика углекислых вод целиком определяется общими законами динамики заключающих их природных водонапорных систем. Под действием гидростатического напора воды медленно мигрируют к очагам разгрузки и проявляются на поверхности в местах пересечения тектонических трещин и разломов эрозионными понижениями, часто по контактам интрузивов с вышележащими толщами.

В Центральной складчатой зоне Армении в настоящее время разведаны месторождения углекислых термальных и субтермальных вод с различными температурами. Средний состав растворенных газов некоторых углекислых терм Армении приведен в табл. 6.

Основная часть месторождений термальных вод приурочена к зонам дробления изверженных метаморфических горных пород, а также к контактам интрузивных тел с вмещающими толщами (Джермук, Анкаван, Бжни, Арзакан, Саян-Нова и др.). Контуров этих месторождений четко фиксируются по "линиям" восходящих источников, отложениям травертинов и охристых железистых осадков на участках разгрузки углекислых гидротерм. В процессе разгрузки ввиду отсутствия водоупоров в зонах дробления структур напорные углекислые воды непосредственно контактируют с грунтовыми погочками, образуя единую гидравлическую систему. При этом происходят значительное охлаждение восходящих гидротерм, их разбавление, дегазация.

Помимо трещинных и трещинно-жильных термальных вод, в пределах рассматриваемой области весьма характерную группу образуют месторождения порово-пластовых субтермальных вод небольших межгорных котловин. Эти структуры характеризуются развитием рыхлых осадочных отложений, налегающих на вулканогенный субстрат, и включают межпластовые горизонты углекислых вод с температурой от 25 до 31°C (Сисиан, Урут, Шамб и др.). Последние обычно локализуются в глубоких частях бассейнов и имеют определенную гидравлическую связь с залегающими выше по разрезу горизонтами грунтовых вод через "гидравлические окна".

Динамические ресурсы термальных вод межгорных бассейнов Центральной складчатой зоны вследствие их небольших размеров обычно невелики — до 3—4 л/с. Дебит отдельных скважин достигает 25 л/с (Сисиан).

Характеристика некоторых углекислых терм Армении приведена в табл. 7.

Углекисло-азотные (азотно-углекислые) термальные воды распространены в юго-западной части Армянского нагорья на территории Ереванского и Ширакского прогибов, сложенных мощными толщами осадочных и вулканогенно-осадочных пород.

В Ереванском прогибе рассматриваемый тип гидротерм вскрыт бурением на Разданской площади в отложениях миоцена и олигоцена на глубинах от 800 до 1300 м (Арутюнян, 1965).

В Ширакском прогибе углекисло-азотные (азотно-углекислые) воды на глубине 200 м вскрыты бурением в озерно-речных, песчано-глинистых отложениях, переслаивающихся лавовыми и туфовыми образованиями. Здесь встречен при бурении ряд водоносных горизонтов, содержащих субтер-

Таблица 6

Характеристика состава растворенных газов в углекислых термах Армении

Место взятия проб	Количество газа, мг/л	Температура °C	Содержание, объемные проценты		
			CO ₂	O ₂	N ₂
Джермук	321,03	52,5	99,32	0,08	0,60
Анкаван	850,5	41,6	99,92	0,014	0,066
Саят-Нова	509,0	35,0	99,8	—	0,20
Бжни	544,5	30,5	95,70	—	4,30
Арзакан	607,5	40,5	95,90	—	4,10
Сисиан	543,0	27,0	98,6	0,50	0,90
Арабат	294,0	25,0	96,2	—	3,80

Таблица 7

Характеристика углекислых терм Армении

Источник (скважина)	Дебит, л/с	Температура, °C	CO ₂ , г/л	Минерализация, г/л
Татевский	10,0	26	1,7	2,3
Арени	36,0	22,5	0,7	1,4
Веди-Котур-булаг (скв.)	5,0	21,0	1,1	4,0
Арабат (скв.)	0,8	23,0	0,9	1,4
Бжни (скв.)	10,0	30,5	1,0	5,0
Арзакан (скв.)	8,0	45,0	1,2	5,5
Джермук (скв.)	1,2	64	0,5	4,8
Сисиан (скв.)	0,8	31,5	1,8	3,9
Анкаван (скв.)	10,0	41,6	1,03	7,5
Анкаван (скв.)	7,2	32,6	1,08	4,3
Арзни (скв.)	7,5	20,0	2,0	12,70
Урут (скв.)	3,0	24,5	1,3	4,1
Шамб (скв.)	4,5	25,0	1,3	3,8
Саят-Нова (скв.)	1,5	35,0	1,2	8,9

мальные (до 27°) воды с минерализацией до 2 г/л и динамическими ресурсами до 10 л/с.

Азотно-метановые термы установлены преимущественно в глубоких частях в Приараксинской депрессии, в Нижнеахурянском и Ереванском прогибах, выполненных мощными толщами мезокайнозойских отложений. Генетически они связаны с песчано-глинистыми отложениями эоцена и олигоцена, а также карбонатными породами дат-палеоцена. Данные о дебитах по углекисло-азотным и азотно-метановым термам очень незначительны и при подсчете потерь тепла при разгрузке гидротерм нами не учитывались.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Джермукское месторождение

Джермукские термальные источники расположены в верховьях ущелья р. Арпа на участке развития четвертичных андезито-базальтов и подстилающих их изверженных пород эоцен-миоценового возраста.

В геоструктурном отношении гидротермы приурочены к зоне сочленения Арпинского и Джермукского разломов, пересекающих на участке месторождения контакт порфиров с гранодиоритовыми интрузиями. Ширина зоны дробления Джермукского разлома составляет 30–40 м, а в отдельных местах — до 50 м, падение северо-восточное с углами 75–80°. Простираение Арпинского разлома совпадает с направлением ущелья р. Арпа, падение разлома северо-западное с углами 60–70°.

В результате гидрогеологических разведочных работ в пределах месторождения установлены две основные гидротермальные зоны — одна с температурой разгружающихся углекислых терм до 63°C, вторая — с температурой гидротерм до 55°C. Химический состав гидротерм гидрокарбонатно-сульфатно-натриевый с минерализацией 5 г/л. Динамические ресурсы до 15 л/с.

От указанных очагов разгрузки термальные воды растекаются по трещиноватой коре выветривания гранодиоритов и порфиров и частично по валунно-обломочным четвертичным отложениям. При этом происходит интенсивный прогрев пород на значительной площади и соответствующее снижение температур пластово-трещинных потоков до 33°C.

В табл. 8 приведены сведения о геотермических параметрах, полученные в результате термометрии скважин (Ананян, 1959). Согласно этим данным, средняя геотермическая ступень по участку "плато" (до глуби-

Таблица 8

Замеры температуры в скважинах Джермукского месторождения

Скважина	Глубина, м	Температура на забое, °C	Геотермическая ступень, м/град
1-н	100	24,0	7,5
2-н	200	49,5	5,1
3-н	100	34,0	4,1
9-н	100	24,0	6,4
10-н	100	34,0	4,1
11-н	502	58,1	10,2
12-н	642	62,9	12,4
4-н	100	32,0	4,5
6-н	200	30,2	10,5

Таблица 10

Расчет потерь тепла за счет разгрузки гидротерм по месторождениям
термальных вод Армении

Тектонические элементы	Местоположение источника (скважина)	Дебит, л/с	Температура, °C			Вынос тепла, кал/с • 10 ³
			воды источника	воздуха (среднегодовая)	Разность температур	
Ахтинская зона	Ахурик	10,0	27,0	8	19,0	190,0
	Лернаван	4,5	20,5	8	12,5	56,2
	Кировакан	5,0	23,0	8	15,0	75,0
	Анкаван	15,0	41,5	7	34,5	517,5
	Анкаван	7,2	32,6	7	25,6	184,3
	Арзакан	10,0	40,5	10	30,5	305,0
	Бжни	8,0	30,5	10	20,5	164,0
	Джермук	7,8	55,0	5	50,0	390,0
	Джермук	9,2	50,0	5	45,0	414,0
	Базарчай	2,0	29,0	2	27,0	54,0
	Сисиан	50,0	27,0	7	20,0	1000,0
	Урут	5,5	24,5	10	14,5	79,7
	Шамб	4,5	25,0	10	15,0	67,5
	Татев	0,3	24,0	10	14,0	4,2
	Мегри	10,0	21,0	10	11,0	110,0
	Шванидзор	5,0	30,0	7	23,0	115,0
Итого						3726,4
Приараксинская и Ереванская зоны (Араксинский пояс)	Арзни	36,9	20,0	10	10,0	369,0
	Мхчян	0,3	41,0	13	28,0	8,4
	Арабат	7,5	24,5	13	11,5	86,2
То же	Арабат	100,0	23,0	13	10,0	1000,0
	Катур-булаг	9,0	21,0	13	8,0	72,0
	Арабат	0,8	23,1	13	10,2	8,2
		16,0	22,3	12	10,3	164,8
Итого						1708,6
Всего						5435,0

ны 200 м) в целом невелика и составляет 5,6 м/°С. Глубже отмечается ее быстрое нарастание, что хорошо видно по результатам замера в скв. 12-н (табл. 9).

Низкие значения геотермических ступеней на глубинах до 200 м, вероятно, связаны с влиянием термальных вод, циркулирующих на этих глубинах. Расчет потерь тепла при разгрузке гидротерм приведен в табл. 10.

Анкаванское месторождение

Анкаванские термальные источники расположены в верховье ущелья р. Мармарик в зоне Анкаванского разлома, секущего с юга Памбакскую синклинорную структуру. На участке выходов вод разломная зона дробления имеет ширину до 1 км, падение северное с углом 60°. Зона проходит вдоль контакта метаморфических сланцев с плагиогранитами и дотуронскими гранодиорит-кварцевыми диоритами. В ядре Памбакской синклинали расположен Тежлерский массив щелочных интрузивов эоцено-олигоценного возраста — один из наиболее крупных в пределах Малого Кавказа.

Химический состав Анкаванских гидротерм хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый с общей минерализацией до 9 г/л. Динамические ресурсы месторождения до 40 л/с (Тер-Мартirosян, 1968).

Гидротермический режим месторождения изучен бурением до глубины 400 м, с которой получен восходящий поток углекислой воды с температурой до 42°С. Данные о геотермических ступенях по месторождению приведены в табл. 11.

В общем отмечается увеличение гидротермической ступени месторождения с глубиной. Средний прирост температур в интервале глубин 10—100 м составляет 18°С, а на последующих 100—400 м — всего 7°С. Средняя геотермическая ступень в интервале 30—100 м равна 13,3 м/град. Исходные данные для расчета потерь тепла при разгрузке гидротерм по месторождению приведены в табл. 10.

Месторождение Бжни—Арзакан

Месторождение находится в пределах Арзаканской антиклинали, сложенной метаморфическими сланцами позднепротерозойского — раннепалеозойского времени. Ядро складки интродуцировано гранитами, частично превратившимися в гранитогнейсы. Арзаканская структура имеет почти меридиональное простирание и погружается к юго-западу и северо-востоку. Структура нарушена многочисленными разрывными нарушениями, имеющими характер сдвига-сбросов и сдвига-взбросов (Ходжоян, Арутюнян, 1966). Наиболее крупным из них является Цахкуняцкий разлом близширотного простирания, который на участке месторождения сочленяется с разломом, проходящим вдоль ущелья р. Раздан. Именно с этой зоной связаны все основные выходы термальных вод, которые объединяются в две группы — Арзаканскую и Бжнинскую.

Арзаканские термы разгружаются в ущелье р. Далар в пределах одноименного селения, где они приурочены к зоне Цахкуняцкого разло-

Таблица 11

Геотермическая ступень на месторождении Анкаван

Участок	Геотермическая ступень в интервале глубин, м/град					
	10—20	20—30	30—40	40—60	60—85	85—400
Анкаванский	1,7	2,0	8,3	5,0	12,5	45,0
Мармарикский	1,6	5,0	10,0	—	—	—

Таблица 12

Геотермические исследования на Бжни-Арзаканском месторождении

Участок	Номер скважины	Глубина, м	Температура воды, °C	Геотермические ступени	
				интервал глубин, м	м/°C
Бжни	1/67	21	24,5	21—110	8,9
		55	33,5		
		110	34,6		
Арзакан	3/67	16	20	16—41	1,1
		21	30		
		41	43		
	13/68	50	36	10—95	7,0
	14/68	50	42		
	17/68	73	45		
		10	18		
		50	31		
		95	41		4,0

ма и генетически связаны с метаморфическими сланцами, прорванными крупными телами гранитов. Термальные воды разведаны здесь на глубинах от 16 до 95 м и имеют температуру от 20 до 45°C. Максимальная температура воды 45°C замерена на устье фонтанирующей скв. 14/68, вскрывшей напорный поток на глубине 73 м в трещиноватых гранитах. Геотермические данные по некоторым скважинам Бжни-Арзаканского месторождения, вскрывшим термальные воды, приведены в табл. 12.

Состав Арзаканских терм углекислый гидрокарбонатно-натриевый, воды содержат сульфаты и хлориды. Общая минерализация не превышает 5 г/л. Суммарный дебит скважин в настоящее время составляет до 10—15 л/с.

Бжнинские гидротермы разгружаются в ущелье р. Раздан в пределах селения Бжни и приурочены к зоне Разданского разлома, секущего метаморфические сланцы и прорывающие их граниты. Термальные воды выведены здесь скв. 1/67 с глубины 110 м из трещиноватых метаморфических сланцев. Температура воды на выходе до 35°C , дебит до 10 л/с. Геотермическая ступень по скважине до глубины 100 м составляет около $9 \text{ м}/^{\circ}\text{C}$. Данные для расчета потерь тепла при разгрузке гидротерм по месторождению Бжни—Арзакан приведены в табл. 10.

Месторождение Арзни

Месторождение расположено в 18 км к северу от Еревана, в ущелье р. Раздан. Район месторождения представляет собой лавовое плато, прорезанное р. Раздан, ниже лав залегает свита сарматских осадочных пород.

Месторождение минеральных вод приурочено к участку долины, на котором река врезана в сарматские отложения. На восточном борту ущелья, под лавами, скважинами вскрыта древняя долина р. Раздан, заполненная валунно-галечными отложениями, на которых залегают чередующиеся потоки андезитов и базальтов, а также их шлаки. Минеральные воды формируются значительно ниже дна погребенной долины в толщах миоценовых соленосных отложений, эоценовых сланцев и карбонатных пород, где инфильтрационные атмосферные воды смешиваются с углекислым газом метаморфического происхождения. Вследствие высокого гидростатического напора минерализованная вода не только накапливается в отложениях погребенной долины, но и поступает в трещиноватые покровы базальтов, где смешивается с пресными водами лав. Химический состав артезианских вод гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый.

Данные для подсчета теплотерь при разгрузке гидротерм приведены в табл. 10.

Арагатское месторождение

Месторождение является одним из крупных в Армении. Оно заключено в палеозойских известняках, слагающих горный хребет Урц. На южном склоне хребта прослеживается глубинный разлом северо-западного простирания, к которому приурочен очаг разгрузки минеральной воды, околунный скважинами.

Здесь и в Арагатской долине развит мощный (до 50 м) покров травертинов, из-под которых вытекают многочисленные струи термальных вод. Разведочные работы, режимные наблюдения и лабораторные исследования показали, что термоминеральные воды, заключенные в известняках зоны разлома, обладают повышенной температурой, минерализацией, большим дебитом и газонасыщенностью, чем воды, залегающие на контакте травертинов и эоценовых глин, развитых в долине (Тер-Мартirosян, 1968). Последнее обстоятельство указывает на разбавление глубинных вод инфильтрационными. Воды эти углекислые, гидрокарбонатно-кальциевые. Они содержат радон

и углекислоту. В водах обнаружено до 16 микроэлементов, среди которых преобладают бром и бор.

Данные для расчета потерь тепла при разгрузке гидротерм приведены в табл. 10.

Месторождение Саят-Нова

В 4 км к юго-западу от курорта Джермук, в ущелье р. Дара-юрт, расположены углекислые источники месторождения Саят-Нова. Выходы минеральной воды приурочены к тектоническому нарушению северо-восточного простирания и генетически связаны с гидротермально измененными порфиритами среднего эоцена. Контуры месторождения четко фиксируются по отложениям травертинов, образующих на участках разгрузки углекислых вод разнообразные по форме и размерам щиты и купола.

Состав минеральных вод Саят-Нова хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-кальциевый с общей минерализацией до 9 г/л и содержанием растворенного CO_2 до 2 г/л. Динамические ресурсы месторождения составляют 6 л/с. Основная гидротермическая зона расположена в средней части месторождения, где с глубины 120 м получены напорные воды с температурой 27–35°C. Геотермическая ступень по скважинам этого участка до глубины 145 м составляет 5–10 м/°C. В краевых частях месторождения температура восходящих потоков снижается до 11–15°C, а геотермические ступени возрастают соответственно до 20 м/град (табл. 13).

Данные для расчета потерь тепла при разгрузке гидротерм по месторождению Саят-Нова приведены в табл. 10.

Сисианское месторождение

Субтермальные воды Сисианского месторождения залегают в межпластовых горизонтах одноименного бассейна, расположенного в центральной части Воротанской котловины. В геоструктурном отношении указанный бассейн представляет внутريدолинную мульду, выполненную глинисто-диатомитовой толщей верхнего плиоцена, содержащей линзы и прослои песчано-гравелито-галечниковых отложений. Основанием рыхлых образований служат вулканогенно-осадочные породы третичного возраста, которые обнажаются вдоль южной, юго-западной границ бассейна в пределах Зангезурского и Баргушатского хребтов. Общая мощность осадочного чехла не превышает 300 м.

Водоносные горизонты Сисианских субтермальных вод вскрыты бурением в интервале 100–300 м в песчано-гравелито-галечных прослоях. Горизонты образуют единый гидравлический комплекс, связанный, с одной стороны, с холодными водами грунтового стока, а с другой — с глубинными трещинными и трещинно-жильными водами. Температура пластовых вод изменяется от 20 до 33°C. Состав их гидрокарбонатно-сульфатно-натриевый с различными соотношениями катионов кальция и магния. Общая минерализация вод не превышает 5 г/л. Величина геотермической ступени изменяется от 4 до 18 м/град. Динамические ресурсы месторождения составляют около 100 л/с (табл. 14).

Таблица 13

Геотермические данные по скважинам месторождения Саят-Нова,
вскрывшим напорные воды

Номер скважины	Глубина, м	Глубина вскрытия трещиноватой зоны, м	Температура воды, °С	Геотермическая ступень, м/°С
1/63	106,3	6,0	14,0	
		35,2	20,0	
		48,5	30,0	4,9
3/63	106,0	16,2	17,5	1,4
		46,8	31,0	2,2
		20,0	28,0	
3/63	44,6	24,0	24,0	10,0
		74,0	29,0	
		35,0	16,0	11,0
13/64	310	145,0	26,5	
		115,0	35,6	
		15,0	17,0	
14/64	206,3	130,0	28,0	10,4
16/64	183,3	18,0	12,5	
7/63	139,6	23,0	13,0	20

Таблица 14

Гидротермальные данные по скважинам Сисианского месторождения,
вскрывшим напорные субтермальные воды в диатомитовой толще

Глубина скважин, м	Глубина залегания водоносного горизонта, м	Температура воды, °С	Геотермическая ступень, м/°С
130	112,5—125,0	20,0	8,4
174,0	169,5—174,0	27,0	7,2
182,0	31,0—68,0	14,0	
	160—182,0	27,0	8,8
200	55—80	27,0	8,7
	105—193		
313,4	89—185	14,0	
	224—260	33,0	4,0
	80—165		
63,0	195—288	32,0	10,8
	9—21,5	24,0	
	35—58,7	25	

Формирование рассматриваемой системы следует связывать с наличием в вулканогенном основании бассейна интрузий позднегеретичного времени. Данные для расчета потерь тепла при разгрузке гидротерм по Сисианскому месторождению приведены в табл. 10.

Вынос тепла в естественных очагах разгрузки гидротермальных систем определяется произведением теплосодержания разгружающейся

Таблица 15

Расчет кондуктивных теплопотерь по тектоническим зонам Армении

Тектонические зоны	Площадь		Среднее значение теплового потока, кал/см ² ·с	Кондуктивные теплопотери, кал/с
	км ²	см ²		
Ахтинская	8600	$0,86 \cdot 10^{14}$	$2,03 \cdot 10^{-6}$	$1,75 \cdot 10^8$
Ереванская и Приараксинская	8160	$0,82 \cdot 10^{14}$	$1,2 \cdot 10^{-6}$	$0,98 \cdot 10^8$
Всего				$2,73 \cdot 10^8$

термальной воды на ее дебит, т.е. $Q = c(t_2 - t_1)m$, где Q — вынос тепла, ккал/с, c — удельная теплоемкость воды, ккал/кг·град, t_2 — температура воды источника (скв.), °С, t_1 — среднегодовая температура воздуха в пункте расположения источника (скв.), °С, m — суммарный дебит вод источника, л/сек.

Результаты расчета суммарных потерь тепла за счет разгрузки гидротерм по месторождениям термальных вод и тектоническим зонам приведены в табл. 10.

Расчет кондуктивных теплопотерь (Q , кал/с) производится по формуле $Q = qS$, где S — площадь тектонической зоны, см²; q — средняя величина плотности теплового потока, кал/см²·с.

Исходные данные и результаты расчета кондуктивных теплопотерь по тектоническим зонам Армении приведены в табл. 15. Таким образом, из табл. 10 и 14 следует, что общий вынос тепла за счет разгрузки гидротерм в пределах Ахтинской зоны составил $3,73 \cdot 10^6$ кал/с, а кондуктивные теплопотери этой же зоны — $1,75 \cdot 10^8$ кал/с.

Для Араксинского пояса вынос тепла за счет разгрузки гидротерм составил $1,71 \cdot 10^6$ кал/с, а кондуктивные теплопотери — $0,98 \cdot 10^8$ кал/с.

Дебит гидротерм дает не полное представление о масштабах разгрузки, так как большая часть этих зон покрыта продуктами четвертичного вулканизма, скрывающими полную разгрузку гидротерм. При этом гидротермы частично перехватываются циркулирующими в лавах поверхностными инфильтрационными водами.

Результаты, полученные при аналогичных исследованиях для районов Камчатки, а также за рубежом, показывают, что общий дебит гидротерм примерно в три раза превышает их видимый расход (Поляк, 1966). Следовательно, мы можем принять суммарные теплопотери при разгрузке гидротерм равными $1,63 \cdot 10^7$ кал/с. Вынос глубинного тепла гидротермами в сопоставлении с общими кондуктивными теплопотерями $2,73 \cdot 10^8$ кал/с на порядок меньше.

Так как в недрах Ахтинской, Ереванской и Приараксинской тектонических зон активно проявляются энергоемкие процессы (сейсмические, метаморфические и др.), то общая величина потерь глубинного тепла должна быть больше. Подобные расчеты, произведенные для Терско-Каспийского прогиба (Сергиенко, 1971), показали, что соотношение конвективных кондуктивных теплопотерь имеет тот же порядок.

- Абих Г.В. Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. — Зап. Кавказ. отд-ния РГО. Тифлис, 1873, кн. 8.
- Аветисянц А.А. Тепловой поток в Армении. — Геотермия. Отчеты по геотермическим исследованиям в СССР. Отчеты за 1971—1973 гг. М., 1974, вып. 1/2.
- Аветисянц А.А., Макаренко Ф.А., Сергиенко С.И. Тепловой поток в Закавказье. — Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 3.
- Аветисян В.А. Геолого-гидрогеохимические особенности участка выхода сернистого минерального источника в верховьях бассейна р. Арпа. — Труды Ереван. гос. ун-та. Сер. геол. наук, 1958, № 13.
- Аветисян В.А., Бозоян О.А. Минеральный источник Гедыкванк. — В кн.: Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1956.
- Адамян А.И. Некоторые замечания о возрасте интрузий южной Армении. — Изв. АН АрмССР. Сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, 1950, № 8.
- Ананян А.Л. Термометрические измерения в Джермук. — Докл. АН АрмССР, 1959, т. XXVIII, № 1.
- Ананян А.Л. Подземное тепло района Джермук и проблема освоения его природных горячих вод. — Сов. геология, 1960, № 12.
- Ананян А.Л. Некоторые особенности теплового поля района курорта Джермук. — В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М.: Наука, 1966.
- Арутюнян Р.А. Газонасыщенность пластовых вод третичных отложений Араатской котловины. — Труды Ин-та курортологии и физиотерапии Минздрава АрмССР, 1965, вып. 9.
- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958.
- Асланян А.Т., Ананян А.Л., Тер-Мартirosян А.А. Состояние и пути изучения термальных минеральных вод в Армянской ССР. — В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М.: Наука, 1967.
- Багдасарян А.Б. Климат Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1958.
- Багдасарян Г.П. К истории тектонического развития Памбакского хребта. — Изв. АН АрмССР. Сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, 1950, т. III, № 2.
- Барабанов Л.Н. О геотермических условиях Малого Кавказа. — В кн.: Вопросы геологии и инженерной геологии. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
- Барабанов Л.Н. Некоторые данные о термальных водах Армении. — Бюл. науч.-техн. информ. МГИОН СССР, 1959, № 3.
- Барабанов Л.Н. Термальные воды Малого Кавказа. — Труды ЛГГП, 1961, т. 37.
- Бегункова А.Ф., Киссин И.Г. Определение тепловых свойств горных пород по образцам малых размеров на примере горных пород Восточного Предкавказья. — В кн.: Термальные и минеральные воды Северного Кавказа. М.: Наука, 1965.
- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
- Воскобойников Г. О Даралагезских свинцовых рудниках и о кислом минеральном источнике близ оных находящемся. — Горный журн., 1830, ч. I, кн. I.
- Габриелян А.А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959.
- Габриелян А.А. Эффузивный вулканизм и тектоцика. — Изв. АН АрмССР. Сер. геол. и геогр. наук, 1960, т. XIII, № 1.
- Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1964.
- Габриелян А.А., Бальян С.И. Краткая геоморфологическая характеристика АрмССР. — Труды Ереван. ун-та. Сер. геол. наук, 1952, № 37.

- Демехин А. П. Джермук: (Гидрогеол. очерк). Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1947.
- Демехин А. П. Гидрогеология района курорта Джермук. — В кн.: Труды Бальнеоклиматического курорта Джермук. Ереван: Минздрав АрмССР, 1948, вып. 1.
- Демехин А. П. Минеральные воды бассейна реки Арпа. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1958.
- Долуханова Н. И. Минеральные источники близ с. Мисхана Ахтинского района АрмССР. — Изв. АН АрмССР. Сер. естеств. наук, 1948, № 7/8.
- Долуханова Н. И. Геотермические исследования в районе Джермукских терм Армянской ССР. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 2.
- Егоян В. Л. Глубинные разломы на территории Армении и сопредельных стран и геотектоническая зональность альпийского этапа их развития. — В кн.: Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1956а.
- Егоян В. Л. Геологические предпосылки к постановке геотермических исследований в Армении: Тез. докл. I Всесоюз. совещ. по геотерм. исследованиям в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1956б.
- Заварицкий А. Н. Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. — Изв. АН АрмССР, 1944, № 5/6.
- Иванов В. В. Основные генетические типы термальных вод и их распространение в СССР. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 2.
- Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. М.: Гостоптехиздат, 1962.
- Кондратьев Г. М. Регулярный тепловой режим. М.: Гостехиздат, 1954.
- Кондратьев Г. М. Тепловые измерения. М.; Л.: Машгиз, 1957.
- Котлов В. Н. Горячие минеральные источники у с. Истису, Куши-Беляк Даралагезского уезда Армении. — Изв. Гл. геол. развед. упр., 1930, т. 49, № 3.
- Котляр В. Н. Интрузивные породы центральной части Армянской ССР. — Труды Тбил. ун-та., 1941, вып. 2.
- Любимова Е. А., Люсова Л. Н., Фирсов Ф. В. и др. Определение поверхностного теплового потока в Старой Мацесте. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 12.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968.
- Магакьян И. Г. Металлогения. М.: Недра, 1974.
- Макаренко Ф. А. Геотермические условия района Кавказских Минеральных Вод. — Труды ЛГГФ. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1948.
- Макаренко Ф. А., Смирнов Я. Б., Сергиенко С. И. Глубинный тепловой поток и тектоническое строение Предкавказья. — Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 4.
- Милановский Е. Е. О соотношении крупных форм рельефа и новейшей тектонической структуры Малого Кавказа. — Учен. зап. МГУ. Геология. 1952, т. 5, вып. 161.
- Милановский Е. Е. Некоторые основные вопросы истории тектонического развития Малого Кавказа. — В кн.: Труды Совещ. по тектонике альпийской геосинклинальной области Юга СССР. Баку: Изд-во АН АзССР, 1956.
- Милановский Е. Е. Основные черты развития центральной части Малого Кавказа в плиоцене и антропогене. — В кн.: Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1957, вып. 13.
- Мириджанян Р. Т. Геотермическое районирование территории Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР, 1965, т. 13, № 3/4.
- Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1958.
- Оганезов Г. Г. Подземные воды Араратской котловины. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1957. Т. 1.
- Оганезов Л. А. Минеральные источники Армении. Ереван: Арменгиз, 1936.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959.
- Поляк Б. Г. Геотермические особенности области современного вулканизма. М.: Наука, 1966.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. — Геотектоника, 1968, № 4.

- Ренгартен В.П. Тектоника Армянской зоны. — В кн.: Геология СССР. М.; Л.: Гостеолитиздат, 1941, т. X, ч. 1.
- Сергиенко С.И. Гидрогеотермический режим недр Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1971.
- Смирнов Я.Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. — Геотектоника, 1968, № 6.
- Сухарев Г.М., Мирошников М.В. Подземные воды нефтяных и газовых месторождений Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1963.
- Тер-Мартirosян А.А. Гидрогеология СССР. М.: Недрa, 1968. Т. XI. Армянская ССР.
- Хаин В.Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. — Сов. геология, 1949, № 39.
- Ходжоян М.П., Арутюнян Р.Г. Основные типы месторождений углекислых минеральных вод Армянской ССР. — В кн.: Материалы IX науч. сессии ин-тов курортологии и физиотерапии Закавказских республик. Ереван, 1966, вып. X.
- Яковлев К.П. Математическая обработка результатов измерений. М.; Л.: Гостехиздат, 1950.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Краткий физико-географический очерк	5
История геотермических исследований	8
Геологическое строение	10
Литолого-стратиграфическая характеристика разреза	—
Тектоника	18
Геотермические условия	24
Методика определения теплофизических свойств горных пород	28
Теплофизические свойства горных пород	31
Связь геотермических условий с литологическим составом горных пород, их теплопроводностью и гидрогеологическими условиями	40
Тепловой поток и методика его расчета	42
Тепловые потоки тектонических зон Армении	44
Закономерности распределения теплового потока в зависимости от строения недр Армении	55
Перспективы поисков термальных вод	65
Оценка потерь тепла за счет разгрузки гидротерм на территории Армянской ССР	73
Краткая характеристика месторождений термальных вод	76
Литература	84

Айкак Акопович Аветисянц

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕДР АРМЕНИИ

Утверждено к печати

Научным советом по геотермическим исследованиям и
Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства Л.Г. Васютинская

Художественный редактор Т.П. Поленова

Технический редактор И.И. Джигоева

ИБ № 16005

Подписано к печати 16.11.79. Т – 20518

Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл.печ.л. 5,5+0,2 вкл. Уч.-изд.л. 6,6

Тираж 750 экз. Тип зак. 677

Цена 1 руб.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,

Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;

Ордена Трудового Красного Знамени

1-я типография издательства "Наука",

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Краткий физико-географический очерк	5
История геотермических исследований	8
Геологическое строение	10
Литолого-стратиграфическая характеристика разреза	—
Тектоника	18
Геотермические условия	24
Методика определения теплофизических свойств горных пород	28
Теплофизические свойства горных пород	31
Связь геотермических условий с литологическим составом горных пород, их теплопроводностью и гидрогеологическими условиями	40
Тепловой поток и методика его расчета	42
Тепловые потоки тектонических зон Армении	44
Закономерности распределения теплового потока в зависимости от строения недр Армении	55
Перспективы поисков термальных вод	65
Оценка потерь тепла за счет разгрузки гидротерм на территории Армянской ССР	73
Краткая характеристика месторождений термальных вод	76
Литература	84