

**И.М. МЕЛЬКАНОВИЦКИЙ**

# **ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ**

**ПРИ  
РЕГИОНАЛЬНЫХ  
ГИДРО–  
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ  
ИССЛЕДОВАНИЯХ**

И.М. МЕЛЬКАНОВИЦКИЙ

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ  
МЕТОДЫ  
ПРИ  
РЕГИОНАЛЬНЫХ  
ГИДРО-  
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ  
ИССЛЕДОВАНИЯХ



МОСКВА "НЕДРА" 1984

Мелькановицкий И.М. Геофизические методы при региональных гидрогеологических исследованиях. — М.: Недра, 1984, 176 с.

Рассмотрены геофизические характеристики основных типов гидрогеологических структур (артезианских, вулканических бассейнов, структур в криолитозоне и др.), методика геофизических работ в различных гидрогеологических условиях, способы интерпретации материалов в зависимости от решаемых задач (стратификация разреза, изучение динамики подземного потока, геотермических, геокриологических условий и др.), геолого-экономическая эффективность исследований.

Для геофизиков и геологов производственных и научных организаций, занимающихся поисками и разведкой месторождений вод.

Табл. 19, ил. 18, список лит. — 35 назв.

Рецензент — инж. З.Г. Ященко (Гидропроект)

1903020000—089  
М ————— 31—84  
043 (01) — 84

© Издательство "Недра", 1984

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Региональные гидрогеологические исследования включают обзорное (масштаба 1:2 500 000 – 1:5 000 000), мелкомасштабное (1:500 000 – 1 000 000) картирование и среднемасштабную (преимущественно 1:200 000) гидрогеологическую съемку.

С помощью обзорного и мелкомасштабного картирования выполняют гидрогеологическое районирование территории, изучают условия формирования подземных вод, дают региональную оценку ресурсов различных типов подземных вод. Эти задачи решают на базе гидрогеологической стратификации разреза, изучения гидродинамических, гидрохимических, гидрогеотермических и геокриологических условий. На этом этапе требуется лишь генерализированное решение задач — для крупных территорий, приуроченных к гидрогеологическим регионам первого или второго порядка, исследования ведутся до максимально возможных глубин [7, 31].

Среднемасштабная съемка позволяет решать следующие задачи [29]: определение качественной и количественной характеристики водоносных горизонтов (комплексов), зон трещиноватости, разломов, зоны аэрации, водоупорных толщ; выяснение закономерностей изменения гидрохимических, гидродинамических и геокриологических условий по площади и в разрезе; выделение основных типов вод (пресных, минеральных и т. п.) по их нероднохозяйственному значению с приближенной прогнозной оценкой ресурсов; изучение режима подземных вод; приближенная оценка защищенности подземных вод от загрязнения; определение возможностей искусственного восполнения запасов подземных вод; изучение условий сельскохозяйственной мелиорации земель и т. п. Глубина исследований определяется мощностью зоны активного водообмена и, как правило, не превышает 200–300 м.

Региональная гидрогеология на современном этапе ее развития является научно-методической и практической основой всех видов гидрогеологических исследований. В связи с интенсивным освоением природных ресурсов роль региональной гидрогеологии возрастает. Необходимость получения обширной информации с количественными оценками гидрогеологических параметров, меняющихся по площади и разрезу, и практическая невозможность решения в короткий срок этой задачи традиционными способами заставляют искать новые пути, связанные с применением геофизических, ландшафтно-индикационных, ядерно-физических методов и др.

Особенно большой интерес для региональной гидрогеологии должны иметь геофизические методы. Использование данных редкой сети гидрогеологических скважин и разнообразной геофизической информации, применяемой для интерполяции и экстраполяции опорных данных на всю изучаемую территорию, — такой путь представляется наиболее оптимальным.

Результаты геофизических методов стали использовать при региональных гидрогеологических построениях с середины 50-х годов. Первые

начально они были ориентированы на изучение тектоники и определение литологического состава пород, позволяющих лишь косвенным образом делать гидрогеологические заключения. В дальнейшем исследования стали применяться при обзорном и мелкомасштабном картировании (главным образом путем использования имеющихся фоновых геофизических материалов) при среднемасштабной гидрогеологической съемке (преимущественно на основе специальных полевых работ).

Геофизические методы при обзорном и мелкомасштабном гидрогеологическом картировании в наибольшей мере применялись при изучении артезианских бассейнов, сложенных рыхлыми терригенными толщами. В этих условиях отдельным исследователям удалось при достаточно благоприятном разрезе определять глубину залегания и мощность водоносных пород, изучать строение регионального водоупора, приближенно оценивать минерализацию подземных вод (Б.Ф. Дорофеев, 1967 г.; А.П. Гавеля, 1968 г.; Ю.А. Осянин, 1968 г.; Л.Д. Карнов, 1970 г.). При исследовании артезианских вод, приуроченных к карбонатным отложениям и плотным песчаникам, с помощью геофизических методов удалось расчленить разрез на карбонатные и песчано-глинистые толщи, проследить зоны крупных разломов, выявить места разгрузки подземных вод повышенной минерализации (И.А. Брашнина, 1968 г.; А.А. Огильви, 1970 г.; В.И. Поспев, 1959—1971 гг. и др.). В условиях криолитозоны основное внимание специалистов уделялось определению мощности многолетнемерзлых пород (В.С. Якупов, 1971—1978 гг. и др.).

Эти работы носили в целом фрагментарный характер и были нацелены на решение отдельных частных задач, причем гидрогеологические оценки, даваемые ими, имели, как правило, сравнительный характер. С конца 60-х годов разработкой теоретических и методических основ региональных геофизических исследований, направленных на изучение гидрогеологических условий, начал заниматься геофизический отдел ВСЕГИНГЕО. Первоначально изучались бассейны, характеризующиеся преимущественно песчано-глинистым составом разреза осадочного покрова [17, 18]. В последующие годы разрабатывались теория и методика геофизических исследований применительно к остальным типам гидрогеологических структур.

С конца 50-х годов геологические организации страны стали включать геофизические методы в комплекс полевых исследований, сопровождающих среднемасштабную государственную гидрогеологическую съемку. В проведении и совершенствовании методики работ активное участие приняли многие геофизики: М.Н. Байсарович, В.Б. Бронштейн, В.А. Кириллов, О.М. Мясковский, Н.А. Огильви, Ю.А. Осянин, А.Д. Судоплатов, Н.Н. Шарапанов, С.А. Шмарьян и др. В настоящее время полевые геофизические методы наиболее широко используются на территории платформенных областей.

С начала 70-х годов автором ведутся разработки, направленные на усовершенствование методики геофизических работ при среднемасштабной съемке. Исследования выполняются как на основе самостоятельных решений, так и путем обобщения опыта производственных организаций.

Необходимость ускорения, удешевления и резкого повышения глубины региональных гидрогеологических исследований определяет актуальность выполненных и рассмотренных в настоящей книге разработок, посвященных формирующемуся в последнее десятилетие направлению, которое можно назвать региональной гидрогеологической геофизикой.

Региональная гидрогеологическая геофизика в отличие от традиционных исследований позволяет решить максимально возможный круг гидрогеологических задач, что обеспечивает целеустремленное проведение последующих более детальных гидрогеолого-геофизических работ любого направления. Региональные геофизические исследования помогают объяснить общие гидрогеологические закономерности: установить гидрогеологическую зональность разреза, выяснить особенности формирования подземных вод, выполнить гидрогеологическое районирование и т.п.

С помощью региональной гидрогеологической геофизики изучают крупные бассейны подземных вод в широком диапазоне глубин, в то время как при традиционных работах исследуют небольшие участки, а глубина разведки редко превышает 100–200 м.

В качестве основной информации, используемой при региональной гидрогеологической геофизике, служат имеющиеся (фондовые) материалы, накопленные в регионе за многие годы, т.е. в отличие от традиционных работ используют результаты незапланированного эксперимента. Эти данные дополняются результатами малого объема полевых работ при среднемасштабных съемках. Используемая при региональных исследованиях информация обеспечивает комплексирование геофизических методов, основанных на изучении практически всех видов естественных и искусственных физических полей. Большое число исследованных скважин, особенно в артезианских бассейнах, делает возможным их использование не только в качестве опорных пунктов, как в традиционных работах, но и как важный материал при площадных исследованиях. Другая особенность использования имеющейся информации заключается в необходимости взаимной увязки разнохарактерных материалов (по масштабам, опорным горизонтам, изучаемым параметрам и т.п.) и в последующей специализированной их интерпретации.

При региональной гидрогеологической интерпретации геофизических данных изучают структурные и литологические особенности разреза; учитывают не только гидрогеолого-геофизические характеристики рассматриваемых горизонтов, но и влияние выше- и нижележащих толщ; исследуют многомерные корреляционные связи между косвенными и прямыми параметрами; проводят анализ, направленный на распознавание геологического образа путем сопоставления геофизических, ландшафтно-индикационных и других природных характеристик; осуществляют физическое и математическое моделирование гидрогеологических полей с привлечением совмещенной гидрогеологической и геофизической информации; широко пользуются приемами тренданализа.

При традиционных работах набор методических приемов, напротив, весьма ограничен: обычно это изучение литологического состава отложений и выявление корреляционных связей между геофизическими (чаще геоэлектрическими) и гидрогеологическими параметрами.

В целом региональную гидрогеологическую геофизику кратко можно охарактеризовать как направление геологических исследований, результаты которых вместе с данными других видов наблюдений позволяют раскрыть закономерности гидрогеологических условий в широком диапазоне глубин, проследить их региональное изменение в пределах различных структур и создать основу для постановки последующих более детальных геофизических и гидрогеологических работ.

При исследованиях, положенных в основу предлагаемой работы, проведен анализ первичных геофизических, геологических и гидрогеологических материалов, характеризующих с разной степенью детальности практически всю территорию СССР; выполнены теоретические разработки, связанные с гидрогеологической интерпретацией геофизических данных, составлены сводные геофизические и результативные карты и разрезы по изученным бассейнам. В течение ряда лет полученные данные сравнивались с поступающими вновь гидрогеологическими материалами. Основное внимание уделялось наземным геофизическим наблюдениям. Каротаж скважин вместе с гидрогеологическими данными использовался в качестве опорного материала.

Исходные материалы, необходимые для проведенных исследований, получены в геологических фондах Министерства геологии СССР и в его территориальных организациях. В качестве гидрогеологической основы при исследованиях использованы данные работ [7, 26 и др.]. Для оценки глубин, мощностей, физических параметров и других характеристик изучаемых гидрогеологических комплексов и горизонтов привлечены материалы многих сводных работ [2, 4–8, 10, 11, 13, 19, 25, 27, 28, 31–35 и др.]. Кроме того, автор использовал в гидрогеологических целях результаты своих ранних исследований (1946–1966 гг.) по региональному геологическому изучению Средней Азии, Казахстана, Закавказья, Донбасса.

В 1975 г. автором была издана книга, посвященная региональным геофизическим исследованиям артезианских бассейнов молодых платформ [18]. В последние годы им были изучены артезианские бассейны древних платформ и межгорных впадин и другие гидрогеологические структуры. Существенная работа была проведена по обоснованию методики геофизических наблюдений при среднемасштабных гидрогеологических съемках в различных природных условиях страны. Все это, а также большой и вполне обоснованный интерес гидрогеологов, геологов и геофизиков, проявляемый к региональным исследованиям, побудили автора обобщить названные результаты.

Автор выражает глубокую благодарность д-ру Техн.-минер. наук Н.А. Огильви за советы при обсуждении узловых проблем работы. За ценные замечания автор признателен докторам наук Г.В. Куликову, Н.Я. Кунину, Б.Ф. Маврицкому, А.А. Огильви, М.Р. Никитину, Н.В. Роговской, О.Н. Толстихину, кандидатам наук – Б.Е. Антыпко, Н.Н. Горянинову, А.В. Садову, Л.Г. Соколовскому, инженеру З.Г. Ященко. Автор также благодарит техников О.В. Беляеву и Н.Д. Лопаткину, принявших участие в сборе материалов, вычислительных, составительских и чертежно-оформительских работах.

# Глава I. ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТИПОВ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Установление обобщенной геофизической характеристики гидрогеологических структур, распространенных на территории СССР, имеет большое научное и практическое значение, поскольку позволяет получить первое представление об объекте геофизических исследований, обеспечивает правильный выбор методов изучения и приемов гидрогеологической интерпретации геофизических данных.

Обобщенная геофизическая характеристика гидрогеологических структур может вмещать в себя чрезвычайно большой объем информации.

Геофизические характеристики составляют для основных гидрогеологических структур<sup>1</sup> (первого порядка): артезианских бассейнов, гидрогеологических массивов и структур промежуточного типа – адартезианских бассейнов, вулканогенных супербассейнов и гидрогеологических адмассивов<sup>2</sup> (рис. 1).

При составлении характеристики учитывают приуроченность гидрогеологических структур к важнейшим геотектоническим структурам земной коры, геологический возраст пород и время создания тектонической структуры, образующей основу гидрогеологической структуры, формационный состав пород и степень их литификации, климатическую зону, в пределах которой расположена гидрогеологическая структура.

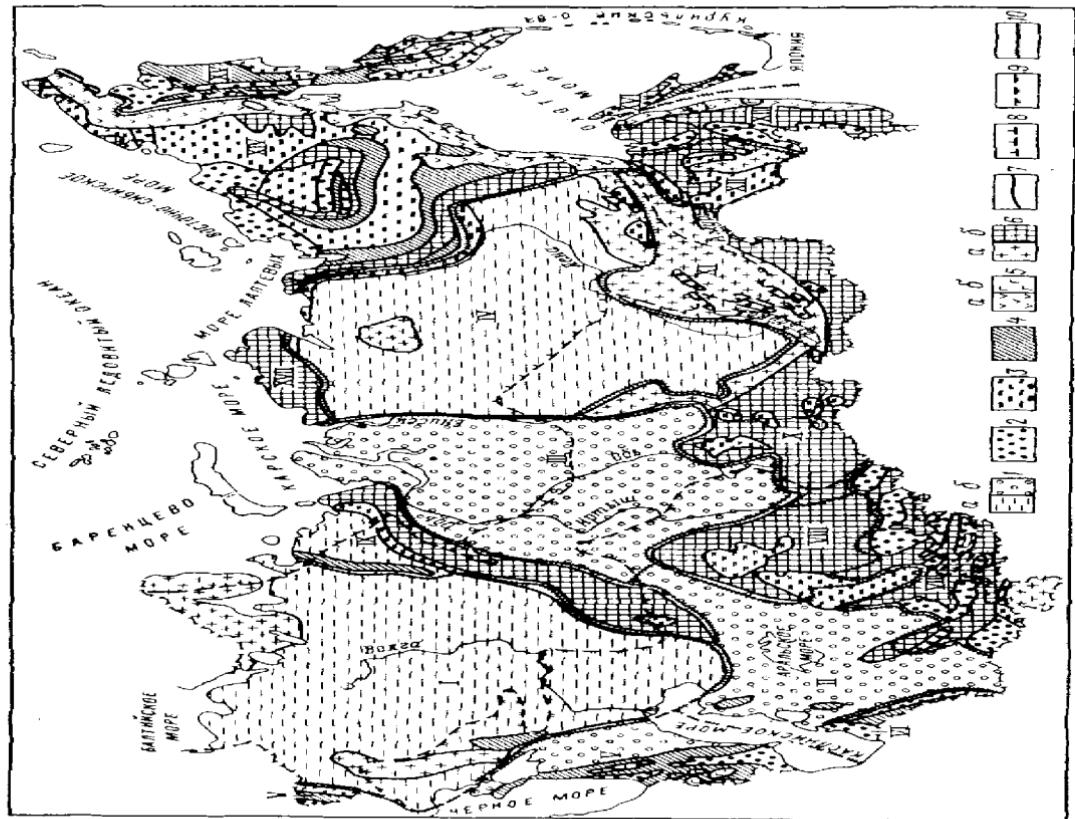
Для геофизических характеристик используют лишь массовую информацию, позволяющую наиболее полно осветить объект гидрогеологических исследований как по площади, так и в разрезе; в соответствии с этим привлекают главным образом данные наземных геофизических методов: грави-, магнито-, термо-, электро- и сейсморазведки.

При получении обобщенной геофизической характеристики анализируют три группы наиболее информативных с точки зрения поставленных задач характеристик: а) физические свойства пород гидрогеологической структуры, устанавливаемые на основе параметрических замеров и путем интерпретации данных массовых полевых наблюдений; б) наблюдаемые над этой структурой естественные физические поля; в) прослеживаемость субгоризонтальной (латеральной) слоистости разреза и субвертикального блокового расчленения среды (зонами разломов) по геофизическим данным.

Среди физических полей, наблюдаемых над гидрогеологическими структурами, наибольший интерес представляют естественные поля: гравитационное, магнитное и тепловое. Анализ аномалий естественных геофизических полей дает первую и, как правило, наиболее доступную объективную, хотя и не всегда достаточную информацию.

<sup>1</sup> Выделение структур первого порядка осуществляется в соответствии со схемой гидрогеологического районирования СССР [7].

<sup>2</sup> Гидрогеологические массивы и бассейны промежуточного типа можно объединить в одну группу бассейнов трещинных вод [32]: трещинная циркуляция для последних является преобладающей.



**Рис. 1. Схема гидрогеологического районирования территории СССР (карта основных типов гидрогеологических структур).** Составлена по материалам гидрогеологических и геологических исследований Б.Е. Антыпко, А.А. Богданова, И.К. Зайцева, Н.Я. Куннина, Л.Г. Соколовского, Н.И. Толстикова, О.Н. Толстикова, Н.В. Роговской, Л.А. Яншина и данных геофизических исследований Мингэо СССР, АН СССР и др.

Основные типы гидрогеологических структур: 1 – артезианские бассейны платформенного типа (*а* – в пределах древних платформ, *б* – в пределах молодых платформ), 2 – артезианские бассейны межгорных и предгорных впадин, 3 – адартезианские бассейны и близкие к ним по геофизическим данным гидрогеологические структуры, 4 – гидрогеологические ади массивы и близкие к ним по геофизическим данным структуры, 5 – вулканогенные супербассейны (*а* – палеотипного облика, *б* – кайнотипного облика), 6 – гидрогеологические массивы и близкие к ним по геофизическим данным структуры (*а* – в области преимущественного распространения метаморфических и интрузивных пород, *б* – в области распространения преимущественно терригенных, вулканогенных и карбонатных пород, значительно уплотненных, метаморфизованных); граници: 7 – между гидрогеологическими структурами, 8 – распространения области многолетнемарзлых пород, 9 – областей широкого распространения грунтовых вод континентального засоления, 10 – гидрогеологических областей согласно схеме гидрогеологического районирования СССР; платформенные области: I – Русская, II – Туранская, III – Западно-Сибирская, IV – Восточно-Сибирская; складчатые области: V – Карпатская и Крымско-Кавказская, VI – Копетдагско-Большебалханская, VII – Тянь-Шаньско-Джунгаро-Памирская, VIII – Центрально-Казахстанская, IX – Тимано-Уральская, X – Саяно-Алтайско-Енисейская, XI – Восточно-Сибирская, XII – Зейско-Буренская, XIII – Сихотэ-Алинская, XIV – Верхояно-Чукотская и Корякская, XV – Камчатско-Курильская, XVI – Сахалинская, XVII – Таймырская

К физическим свойствам пород, по которым имеются массовые определения, можно отнести объемную плотность  $\sigma$ , магнитную восприимчивость  $K$ , теплопроводность  $\lambda$ , удельное электрическое сопротивление  $\rho$  и скорость распространения продольных упругих колебаний  $\psi$ . В отдельных случаях следует использовать и другие параметры. Абсолютная и сравнительная характеристики физических свойств пород позволяют сделать заключение об общей степени их литификации (метаморфизации) [10], что, в свою очередь, служит надежным критерием при опознании тех или иных типов гидрогеологических структур (Б.Е. Антыпко, 1980 г.; О.В. Сухопольский, 1976 г. и др.).

Расчленение разреза на субгоризонтальные толщи особенно эффективно при применении электро- и сейсморазведки при использовании главным образом искусственных геофизических полей. С помощью названных методов можно оценить характер прослеживаемости этих толщ, установить четкость их прослеживания и контуры распространения.

Для расчленения геологической среды на отдельные блоки (т.е. для изучения разломной тектоники) используют все геофизические методы. Решение этой задачи позволяет сделать заключение о вертикальной циркуляции подземных вод, что вместе с данными об их латеральном движении дает более полную характеристику гидрогеологических структур.

Приведенное ниже описание геофизических характеристик гидрогеологических структур основано на анализе и обобщении большого фактического геологического, гидрогеологического и геофизического материала,

практически охватывающего территорию всей страны [2, 4–8, 10, 11, 13, 16, 17–20, 25–28, 31–35 и др.].

## 1. АРТЕЗИАНСКИЕ БАССЕЙНЫ

Наибольшую часть территории СССР занимают артезианские бассейны. Их подразделяют на бассейны платформенных и горноскладчатых областей. Артезианские бассейны платформенных областей, в свою очередь, делятся на бассейны древних и бассейны молодых платформ. В горноскладчатых областях выделено несколько разновидностей артезианских бассейнов [31]; среди них наибольшее распространение получили межгорные бассейны, приуроченные к межгорным впадинам.

Мы даем краткое описание геофизической характеристики артезианских бассейнов, поскольку в литературе эти гидрогеологические структуры рассмотрены достаточно подробно.

Основная плотностная граница в артезианских бассейнах приурочена к подошве чехла — поверхности фундамента (складчатого основания), плотность пород которого достигает (по отношению к плотности других пород) максимальных значений — в среднем  $2,65 - 2,75 \text{ г}/\text{см}^3$ .

Наименьшими значениями плотности в разрезе артезианских бассейнов отличаются породы верхних горизонтов осадочного чехла. С увеличением залегания плотность  $\sigma$  осадочных пород бассейнов молодых платформ и межгорных впадин закономерно увеличивается, причем особенно заметно для рыхлых терригенных образований. Так, в приповерхностной части разреза плотность составляет в среднем  $2,06 \text{ г}/\text{см}^3$ , на глубине 1 км —  $2,29 \text{ г}/\text{см}^3$ ; 2 км —  $2,44 \text{ г}/\text{см}^3$ ; 4 км —  $2,61$ ; 6 км —  $2,65 \text{ г}/\text{см}^3$  (И.М. Мелькановицкий, 1962 г.; М.Л. Озерская, 1978 г., Н.А. Тузова, 1967 г. и др.).

Несколько выше плотность пород покрова древних платформ, что обусловлено наличием в их разрезе мощных карбонатных толщ, а также более древним возрастом всего комплекса пород<sup>1</sup>. Так, например, средняя плотность осадочных пород в центральной части Московского артезианского бассейна (при мощности покрова около 3 км) составляет (В.Н. Троицкий, 1973 г.): для верхнего терригенного комплекса —  $2,30 - 2,35 \text{ г}/\text{см}^3$ , для карбонатного комплекса —  $2,60 - 2,65 \text{ г}/\text{см}^3$ , для нижнего терригенного комплекса —  $2,50 - 2,60 \text{ г}/\text{см}^3$ . С приближением к горноскладчатым сооружениям, окаймляющим артезианские бассейны платформ и межгорных впадин, плотность пород в связи с усилением тектонического напряжения (давления со стороны горных массивов) увеличивается на  $0,1 - 0,2 \text{ г}/\text{см}^3$ . В меньшей мере влияет на плотность изменение литологического состава пород.

Для артезианских бассейнов платформ характерно в целом сравнитель-

<sup>1</sup> Разрез осадочного покрова Московской синеклизы, как и других структур древних платформ, многие исследователи подразделяют на три комплекса: верхний — терригенный комплекс, средний — карбонатный или карбонатно-терригенный и нижний — терригенный или терригенно-карбонатный.

но спокойное гравитационное поле. Типично чередование слабоинтенсивных положительных и отрицательных аномалий. В пределах древних платформ аномалии обычно крупные изометрические; на площади молодых платформ, напротив, преобладают вытянутые аномалии. В области развития соляной тектоники поле аномалий силы тяжести резко осложняется, становится мозаичным, а вблизи молодых горноскладчатых сооружений — интенсивно отрицательным. Межгорные артезианские бассейны, как правило, фиксируются замкнутыми отрицательными аномалиями, достигающими  $(20-40) \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> и более.

Геологическая природа гравитационных аномалий артезианских бассейнов достаточно сложна. Существенное влияние на них оказывают: особенности глубинного строения земной коры и верхней мантии (наиболее значительно в предгорных районах и в зоне межгорных бассейнов), плотностная неоднородность пород фундамента (складчатого основания), рельеф поверхности этого фундамента, изменение мощности и состава пород, слагающих осадочный покров.

Резкие вариации в мощности рыхлого покрова обусловливают особенно четкие гравитационные аномалии. Во многих случаях отмечается прямая связь между знаком и интенсивностью гравитационных аномалий и крупными формами рельефа поверхности фундамента. Это обеспечивает определение по гравитационным данным мощности осадочного покрова. Гравитационными аномалиями отмечаются также локальные складчатые структуры покрова и его разрывные дислокации, если amplitude последних изменяется сотнями метров.

Породы, слагающие чехол артезианских бассейнов, как правило, практически немагнитны<sup>1</sup>. Лишь трапповые тела, внедрившиеся в осадочный покров Сибирской платформы и некоторых межгорных владин Сибири и Дальнего Востока, отличаются высокой магнитностью [ $\kappa = (1250 - 6250) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ]. Также немагнитны осадочные и метаморфические породы фундамента (складчатого основания), исключение составляют лишь высокомагнитные железистые кварциты, распространенные на территории древних платформ. Магматические породы фундамента характеризуются различной восприимчивостью  $\kappa$ , которая зависит от их основности.

В артезианских бассейнах, наряду с обширными областями нормального магнитного поля, фиксируется сложное поле с мозаичными либо линейными аномалиями. Локальные магнитные аномалии обусловлены в основном внутренней структурой и составом кристаллического фундамента; рельефом его поверхности; магнитными телами, заключенными в осадочном покрове.

Возможности магнитометрических (как и гравиметрических) материалов в части расчленения осадочного покрова на отдельные горизонты

<sup>1</sup> В связи с внедрением в практику квантовых магнитометров резко расширяются возможности магниторазведки, позволяющей фиксировать аномалии от пород, считавшихся ранее практически немагнитными (Г.С. Семанов, 1974 г.; Л.В. Каламкаров, 1975 г. и др.).

в целом ограничены. Наиболее эффективно по их данным изучение блоковой тектоники.

Геотермические условия артезианских бассейнов в целом выдержаны. Особенно это характерно для бассейнов древних платформ, в меньшей мере — для межгорных бассейнов.

В разрезе осадочного покрова артезианских бассейнов минимальную теплопроводность  $\lambda$  имеют пески, глины (1,3–1,5 Вт/(м·К)), среднюю — аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки, доломиты, мергели (2,0–2,5), максимальную (до 3,6–4,0) — галогенные и сульфатные породы. Средние значения  $\lambda$  осадочного покрова артезианских бассейнов древних платформ составляют 2,3, молодых платформ и межгорных впадин (сложенных почти полностью песчано-глинистыми породами) — лишь 1,2–1,5. Теплопроводность пород фундамента в среднем равна 2,5–3,0. В отличие от древних платформ значения  $\lambda$  для молодых платформ и межгорных бассейнов с глубиной быстро нарастают. В целом осадочный покров артезианских бассейнов является для глубинного теплового потока экраном, отсутствующим в зоне кристаллических щитов и горноскладчатых сооружений. Теплопроводность пород увеличивается в зонах разломов и на участках развития антиклинальных структур, особенно если в ядрах последних имеются толщи каменной соли.

Величина теплового потока  $q_t$  [в мВт/(м<sup>2</sup>·с)] зависит от типа артезианских бассейнов: для бассейнов древних платформ она составляет 40–50, для молодых платформ — 50–55, для межгорных бассейнов — 30–40. Локальные увеличения теплового потока отмечаются на участках, где в недалеком гидрогеологическом прошлом проявлялась интенсивная тектоническая и магматическая деятельность.

Артезианские бассейны древних платформ отличаются низким геотермическим градиентом  $\Gamma$ , равным обычно 1–2 К/100 м. Низкое значение  $q_t$  и высокое  $\lambda$  обеспечивают снижение геотермического градиента:  $\Gamma = q_t/\lambda$ . При одних и тех же значениях  $q_t$  максимальные значения  $\Gamma$  (до 2,5–3) отмечаются в глинах и аргиллитах, промежуточные (1–2 К/100 м) — в карбонатно-хемогенных породах, минимальные (1 К/100 м и менее) — в кристаллических породах фундамента. В целом величина  $\Gamma$  убывает, как и тепловое сопротивление  $\lambda$ , с глубиной. Низкое значение  $\Gamma$  способствует слабой прогревости пород древних платформ: в зоне наибольших погружений, вблизи поверхности фундамента температура  $t$  редко превышает 100 °С. Иная картина наблюдается в области артезианских бассейнов молодых платформ. Здесь в среднем  $\Gamma$  составляет 3,5–4,0 К/100 м. Это обеспечивает на глубине 5–6 км прогрев пород и подземных вод до 200 °С и выше. В межгорных артезианских бассейнах величина  $\Gamma$  обычно варьирует от 2,5 до 3,5 К/100 м, иногда достигает 5–6 К/100 м. С глубиной градиент заметно убывает. Межгорные впадины благодаря высоким градиентам  $\Gamma$  хорошо прогреты, хотя и меньше по сравнению с областями морских платформ. В связи со значительной мощностью осадочного покрова межгорных бассейнов температура в наиболее низких горизонтах осадочного чехла достигает больших величин (150–200 °С).

Геоэлектрический разрез осадочного покрова артезианских бассейнов достаточно стабилен; характерно закономерное чередование высокоменных и низкоменных толщ. К высокоменным породам могут быть отнесены гипсы, галечники, конгломераты, ангидриты, соли, доломиты, известняки, эфузивные породы (траппы). Их сопротивление достигает тысяч и даже десятков тысяч ом-метров, однако резко падает (до единиц ом-метров) при обогащении пород глинистыми образованиями и высокоминерализованными водами. К низкоменным относятся песчано-глинистые породы, сопротивление которых обычно не превышает нескольких десятков ом-метров, при насыщении их минерализованной водой сопротивление падает до десятых долей ом-метров. Высокоменные породы при большой мощности становятся экранами для постоянного электрического тока, а при дальнейшем увеличении их мощности — и для переменного. Мощные низкоменные породы также мешают геоэлектрическому расчленению подстилающих их осадочных толщ.

Для всех разновидностей артезианских бассейнов типично наличие на глубине обычно хорошо прослеживаемого опорного электрического горизонта высокого (иногда практически бесконечного) сопротивления, отождествляемого с фундаментом (складчатым основанием).

Геоэлектрический разрез осадочного покрова артезианских бассейнов древних платформ, фиксируемый в той или иной мере различными видами электрических зондирований (без учета крайне неоднородной приповерхностной его части), состоит из четырех основных комплексов (рис. 2) со следующим соотношением сопротивлений:  $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4 \rightarrow \infty$  ( $\rho_1$  — сопротивление верхнего терригенного комплекса,  $\rho_2$  — карбонатного комплекса,  $\rho_3$  — нижнего терригенного комплекса,  $\rho_4$  — кристаллического фундамента). Верхний терригенный комплекс зачастую можно с помощью зондирований разделить на серию геоэлектрических горизонтов, стратификация которых заметно меняется по площади.

Важным геоэлектрическим показателем гидрогеологических структур является фиксируемая многими методами суммарная продольная электрическая проводимость  $S$ , отражающая проводимость пород осадочного покрова. На большей части территории артезианских бассейнов древних платформ  $S$  варьирует от нескольких десятков до 1000–2000 См. Наибольшие значения отмечены в Прикаспийской впадине (до 8000–10 000 См), что объясняется огромной мощностью пород и высокой степенью минерализации подземных вод. Величина  $S$  лишь в самых общих чертах увязывается с крупными формами рельефа поверхности кристаллического фундамента. В значительной мере этот параметр зависит от изменения литолого-фациального состава пород и минерализации подземных вод.

На большей части площади артезианских бассейнов молодых платформ с помощью геофизических методов (ВЭЗ, ДЗ, МТЗ и др.) можно в разрезе осадочного покрова (ниже приповерхностной его части) выделить не более двух–четырех геоэлектрических толщ, в целом характеризующихся низким сопротивлением. Наиболее простой геоэлектрический разрез фиксируется в центральных частях бассейнов. Например, в условиях

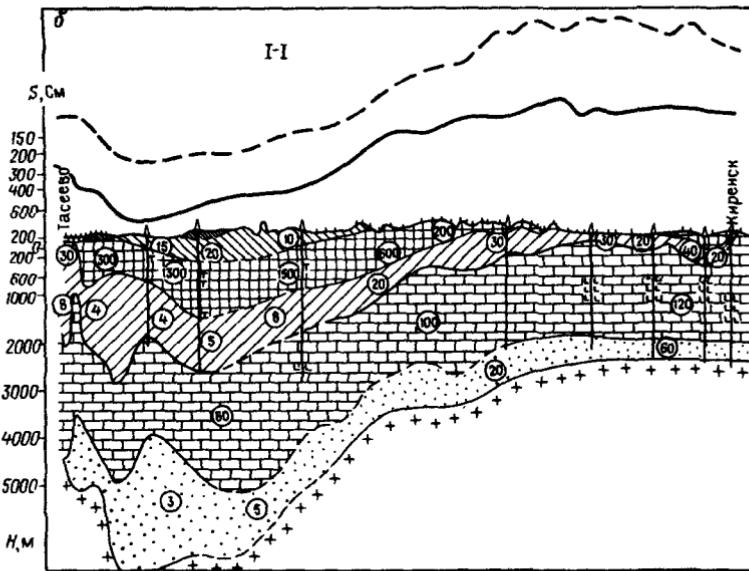
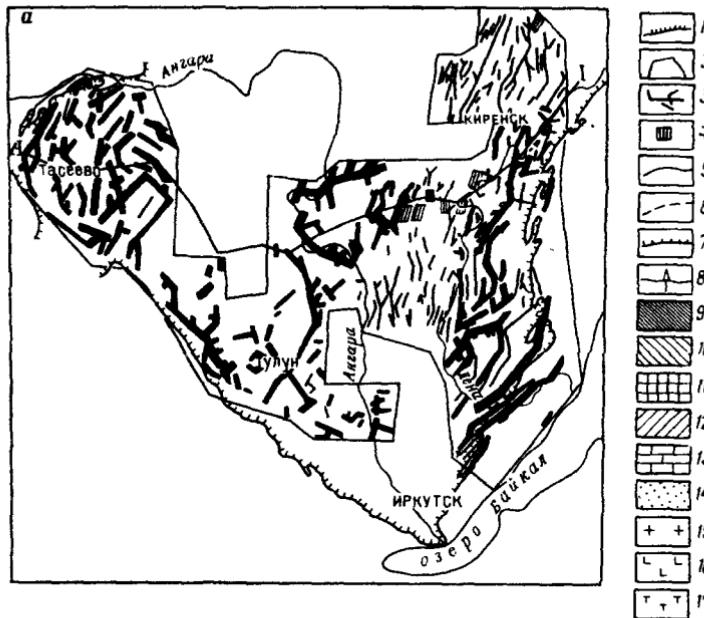


Рис. 2. Результаты геоэлектрических исследований Иркутского амфитеатра Сибирской платформы (по материалам Восточного геофизического треста, данные А.В. Постпееева, 1967 г.).

*a* — карта распространения тектонически ослабленных зон в осадочном чехле; *b* — геоэлектрический разрез по линии I—I'; 1 — границы выклинивания верхнекембрийских отложений; 2 — контур съемки методом теплурнических токов; 3 — зоны повышенной трещиноватости карбонатно-галогенных пород по данным МТТ; 4 — зоны тектонических нарушений в осадочном чехле и фундаменте по данным сейсмических исследований со станцией "Земля"; графики продольной электрической проводимости: 5 — пород надсолевой толщи; 6 — пород всего осадочного чехла; 7 — пункты ВЭЗ, ДЗ на разрезе; 8 — скважины; электрические горизонты в отложениях: 9 — карбона, силура, девона и отчасти братской свиты ордовика ( $\rho_3$ ), 10 — братской и мамырской свит верхнего и среднего ордовика ( $\rho_4$ ), 11 — ийской и усть-кутской свиты нижнего ордовика ( $\rho_5$ ), 12 — верхоянской свиты верхнего кембра ( $\rho_6$ ), 13 — карбонатно-галогенных пород нижнего кембра ( $\rho_7$ ), 14 — терригенных отложений нижнего кембра — мотская и ушаковская свиты ( $\rho_8$ ), 15 — кристаллических пород фундамента ( $\rho_9$ ); 16 — соль; 17 — тряпьи. Цифры в кружочках — удельное электрическое сопротивление выделенных горизонтов (в Ом·м).

Западной Сибири удается проследить лишь две поверхности: кровлю регионального водоупора (низкоомные глины палеогена) и поверхность складчатого основания. В краевых частях ряда бассейнов (например, Сырдарынского) удается расчленить толщу, залегающую под региональным водоупором, на два горизонта, верхний из которых обладает несколько повышенным сопротивлением в связи с насыщением его пород пресными водами, а нижний (надпорный), напротив, — пониженным из-за насыщения его высокоминерализованными водами.

В условиях молодых платформ величина S обычно измеряется сотнями сименсов (не превышает 1000—1200 См). Лишь на отдельных площадях S возрастает до 4000—5000 См, например в южной части Туркмении (О.А. Одеков и др., 1976 г.) и на Устюрте, вблизи Аральского моря (Т.Л. Бабаджанов и др., 1979 г.).

Артезианские бассейны межгорного типа по особенностям геоэлектрических и других геофизических характеристик, определяемых главным образом литологическим составом пород, заполняющих эти бассейны, можно подразделить на две большие группы: а) бассейны с преимущественно терригенным составом; б) бассейны с терригенно-карбонатно-хемогенным составом. Особенно широко распространены бассейны терригенного типа. Они характеризуются большим разнообразием. Хорошо изучены бассейны терригенного типа центральной части Тянь-Шаня и юго-восточной окраины Центрального Казахстана. Здесь широко распространены межгорные артезианские бассейны, выполненные мощными молассами. Сводный геоэлектрический разрез их может быть охарактеризован следующим соотношением сопротивлений основных горизонтов:  $\rho_1 \geq \rho_2 > \rho_3 < \rho_4 < \rho_5 \rightarrow \infty$  ( $\rho_1$  — сопротивление приповерхностной части разреза, варьирующее в широком интервале;  $\rho_2$  — сопротивление четвертичных аллювиально-делювиальных валунно-галечниковых образований мощностью в несколько сотен метров, изменяющееся от 200—400 до

2000 Ом·м;  $\rho_3$  — сопротивление менее грубообломочных отложений плиоценово-антропогена мощностью до 500 м и более, обычно составляющее 100–200 Ом·м;  $\rho_4$  — сопротивление красноцветной толщи миоцена—плиоцена мощностью до 3000–3500 м, равное 100–400 Ом·м;  $\rho_5$  — опорный горизонт практически бесконечного сопротивления (палеоген—палеозой). Проводимость  $S$  рыхлого покрова описанных бассейнов составляет несколько сотен сименсов.

Несколько отличаются по геоэлектрической характеристике межгорные бассейны Восточно-Сибирской складчатой области, входящей в зону интенсивной альпийской активизации. Здесь наиболее полно изучены бассейны байкальского и забайкальского типов. Для них характерно наличие мощных толщ терригенных пород, отличающихся повышенной водобильностью. Регионально прослеживаемые водоупоры в этих бассейнах не установлены. По кривым ВЭЗ расчленены на серию горизонтов мощную толщу терригенных пород не удается. На всех кривых ВЭЗ четко прослеживается надпорный электрический горизонт. Его сопротивление характеризует в основном литологический состав преобладающей части терригенных пород. Так, сопротивление основной толщи пород артезианских бассейнов забайкальского типа варьирует от 20 до 200 Ом·м (в среднем 50–100 Ом·м). Намного выше сопротивление пород бассейнов байкальского типа. Отличается уменьшение сопротивления пород вниз по разрезу и при движении от горного обрамления к центру впадин. Для всех бассейнов байкальского и забайкальского типов характерна в целом низкая продольная проводимость  $S$  (первые сотни сименсов).

Довольно близки по геоэлектрическим условиям артезианские бассейны Сахалина и Камчатки. Они отличаются от остальных бассейнов менее грубообломочным составом рыхлого покрова и унаследованным (а не наложенным) характером чехла по отношению к подстилающим образованиям, что осложняет прослеживание складчатого основания.

Типичные представители артезианских бассейнов второй группы распространены на Кавказе и в Западном Тянь-Шане. Для них характерно наличие в разрезе мощных карбонатно-сульфатных толщ, представляющих собой для методов, использующих постоянный электрический ток, непроницаемый экран. В обобщенном виде осадочный покров таких бассейнов состоит из четырех толщ. Верхняя толща сложена высокоомными терригенными образованиями, обычно грубообломочными, с пресными водами; подстилающая толща представлена низкоомными глинистыми водоупорными породами; следующая толща выражена карбонатно-хемогенными отложениями высокого сопротивления; самая нижняя толща сложена тонкообломочными низкоомными образованиями обычно с подземными водами высокой минерализации.

Сейсмогеологический разрез осадочного чехла определяется в основном литологическим составом, тектоническим режимом, глубиной залегания и возрастом отложений. С увеличением глубины залегания отмечается постепенное нарастание скорости  $v_{pl}$ ; резкий скачок в скоростях наблюдается лишь на контакте пород покрова и фундамента (складчатого основания). Присутствующие в разрезе (помимо терригенных толщ) карбо-

натные, базальтовые породы и т. п. способствуют образованию ступенчатой картины в распределении по глубине скорости упругих волн, причем с ростом глубины скоростная дифференциация разреза постепенно уменьшается. С увеличением напряженности тектонического режима и глубины залегания отложений уплотняются породы, снижается пористость и увеличивается скорость распространения упругих волн. Так, в краевых частях платформ и межгорных впадин, вблизи горноскладчатых сооружений, скорость упругих колебаний возрастает. Наибольшее значение горизонтального градиента распределения скоростей отмечается для межгорных артезианских бассейнов, минимальное — для древних платформ (М.Л. Озерская и др., 1977 г.). Однако по интенсивности горизонтальный градиент латерального распределения скоростных параметров пород значительно уступает вертикальному градиенту этих параметров.

В глубинном сейсмическом разрезе осадочного покрова древних платформ, как и в геоэлектрическом разрезе, можно выделить три основных скоростных комплекса. Пластовая скорость  $v_{\text{пл}}$  в верхнем терригенном комплексе варьирует от 2 до 4,5, в карбонатно-терригенном — от 3,5 до 6,5, в нижнем терригенно-карбонатном — от 3 до 6 км/с, причем наибольшие значения характерны для Сибирской платформы. В породах кристаллического фундамента величина  $v_{\text{пл}}$  достигает максимальных значений — 6–7 км/с (Г.А. Березина, 1976 г.; Н.В. Неволин, 1971 г.; К.А. Савинский, 1972 г. и др.).

Пластовая скорость  $v_{\text{пл}}$  в разрезе артезианских бассейнов молодых платформ монотонно увеличивается с глубиной. Вблизи земной поверхности она составляет в среднем 1,8 км/с, на глубине 1 км — 2,7 км/с, на глубине 4 км — 4,1 км/с. Аналогичная картина наблюдается в межгорных артезианских бассейнах, заполненных преимущественно терригенными породами.

Средние скорости  $v_{\text{ср}}$  в осадочном покрове различных типов артезианских бассейнов приводятся в табл. 1. Величины  $v_{\text{ср}}$  в разрезе древних платформ наиболее высокие. В пределах одних и тех же бассейнов скорости  $v_{\text{ср}}$  заметно изменяются, что обусловлено влиянием мощности, состава отложений и тектонической напряженности в различных частях бассейнов.

В геологическом разрезе осадочного покрова артезианских бассейнов выявлена серия преломляющих и отражающих границ. Во всех бассейнах методом преломленных волн повсеместно уверенно прослеживается волна, связанная с поверхностью фундамента (складчатого основания). По динамическим и кинематическим признакам эта волна легко отличается от других волн и является опорной; она характеризуется высокой граничной скоростью ( $v_r = 5,8 \div 6,7$  км/с). В осадочной толще на сравнительно коротких расстояниях обнаружен ряд преломляющих горизонтов, но опорные горизонты (в пределах крупных бассейнов) в большинстве случаев не выявлены. Так, в условиях артезианских бассейнов древних платформ удается выявить с помощью КМПВ серию преломляющих границ в верхнем терригенном комплексе. Прослеживаются они не вполне уверенно, поскольку упругие колебания быстро затухают. Лучше фиксиру-

Таблица 1. Значения  $v_{sp}$  в породах осадочного покрова артезианских бассейнов (по данным Г.А. Березиной, 1976 г.; М.П. Озерской, 1977 г.; Б.С. Вольвовского, 1975 г.; Ф.Н. Юдахина, 1978 г.; И.М. Мелькановицкого, 1973–1975 гг. и др.)

Бассейны	$v_{sp}$ (в км/с) при общей мощности осадочных отложений, км					
	0	1	2	3	4	5
Восточно-Европейской платформы	$2 \pm 0,5$	$3 \pm 0,6$	$3,5 \pm 0,5$	$4,3 \pm 0,5$	$4,5 \pm 0,5$	$4,8 \pm 0,5$
Скифской, Туранской и Западно-Сибирской плит	$1,7 \pm 0,1$	$2,05 \pm 0,15$	$2,55 \pm 0,15$	$2,9 \pm 0,1$	$3,1 \pm 0,15$	$3,45 \pm 0,05$
Межгорные (Арапатский, Куринский, Иссык-Кульский, Северо-Сагелинский и др.)	$1,9 \pm 0,1$	$2,25 \pm 0,2$	$2,55 \pm 0,25$	$3,05 \pm 0,2$	$3,25 \pm 0,2$	Нет сведений

ется по данным КМПВ кровля карбонатно-сульфатного комплекса, но также не повсеместно. В условиях Сибирской платформы, кроме того, местами следится кровля пластовых интрузий траппов (Тунгусский бассейн). Лучше фиксируется с помощью КМПВ поверхность соленосных отложений в Днепровско-Донецком, Вилуйском бассейнах и др. Аналогичная картина наблюдается в артезианских бассейнах молодых платформ и межгорных владин.

Значительно больше в разрезе артезианских бассейнов платформ прослеживается отражающих границ. Например, в Московском артезианском бассейне четкий отражающий горизонт приурочен к поверхности карбонатного комплекса. Аналогичные отражающие горизонты фиксируются от границ, разделяющих более глубокие комплексы. Внутри карбонатного комплекса отражающие границы связаны с маломощными горизонтами глинистых пород, отличающихся от вмещающих их карбонатных образований пониженными скоростями распространения в них упругих волн. На поверхности карбонатного комплекса образуются обменные волны типа PSP. С помощью МОВ прослеживаются также горизонты, связанные с гипсо-ангидритовыми и галогенными породами, залегающими среди терригенных и карбонатных образований, следовательно, достаточно хорошо выделяются водоупорные горизонты. Аналогичная картина наблюдается в артезианских бассейнах Сибирской платформы.

Большие возможности МОВ установлены при изучении бассейнов молодых платформ. Отражающие поверхности прослеживаются достаточно уверенно на границе горизонтов, различающихся литологическим составом либо плотностью. Присутствующие в разрезе даже маломощные горизонты сульфатно-карбонатных пород создают четкие отражающие границы, которые на значительной части территории бассейна можно рассмотреть как опорные. В качестве характерного примера может служить За-

падно-Сибирский артезианский бассейн, в разрезе которого особенно четкие отражающие горизонты приурочены к меловым и юрским отложениям.

В межгорных артезианских бассейнах отмечается ограниченное число отражающих горизонтов, они прослеживаются на небольших участках, что объясняется непостоянством состава отложений и сложной тектоникой. Наиболее четкие отражающие границы связаны с карбонатно-сульфатными отложениями, поверхность которых часто является и преломляющей и отражающей.

По данным КМПВ и МОВ, в условиях артезианских бассейнов хорошо выявляются зоны разломов. Наличие карбонатных отложений в разрезе способствует решению этой задачи, поскольку в них, как правило, образуется мощная кайма трещиноватых пород, хорошо выраженная на сейсмограммах кинематическими и динамическими признаками.

## 2. АДАРТЕЗИАНСКИЕ БАССЕЙНЫ

Адартезианские бассейны, как правило, формируются в самом верхнем ярусе складчатого сооружения. Но иногда они могут быть образованы и в промежуточном структурном этаже платформ и межгорных впадин. Гидрогеологическая структура при этом становится многоярусной: на складчатом основании (или фундаменте) формируется адартезианский бассейн, а выше — наложенный на него артезианский бассейн. К таким сложным структурам относят Кузнецкий бассейн [7]. По-видимому, и Чу-Сарысуйский бассейн, сформированный в области каледонской складчатости, является адартезианским бассейном с маломощным мезозойско-кайнозойским покровом (рис. 3).

Выделение адартезианских бассейнов из-за отсутствия четких количественных критериев не всегда однозначно. Особенно противоречивы гидрогеологические данные о наличии адартезианских бассейнов на площади краевых прогибов. Многие исследователи включают их в состав бассейнов платформ [7, 31], отмечая вместе с тем довольно специфические особенности: четкую вытянутость артезианских бассейнов вдоль складчатых сооружений, резко уменьшенную водообильность пород, ослабленную гидравлическую связь с сопредельными артезианскими бассейнами, чрезвычайно быстрое затухание водообильности с глубиной (например, в Печорско-Предуральском бассейне глубже 200–300 м породы практически безводны [7]) и некоторые особенности гидрохимической зональности. Н.И. Толстыхин и др. [31] относят Усинский бассейн (входящий в состав Печорско-Предуральского бассейна, являющегося частью Предуральского краевого прогиба) к адартезианским бассейнам, исключая его из группы Печорских артезианских бассейнов. В работе [7] Предтаймырский краевой прогиб, по геологическому строению напоминающий Предуральский, отнесен к категории адартезианских бассейнов. Аналогичным образом может быть решен вопрос о краевых прогибах области Мезозойской и кайнозойской складчатости. Таким образом, на площади краевых прогибов могут образоваться адартезианские бассейны, во вся-

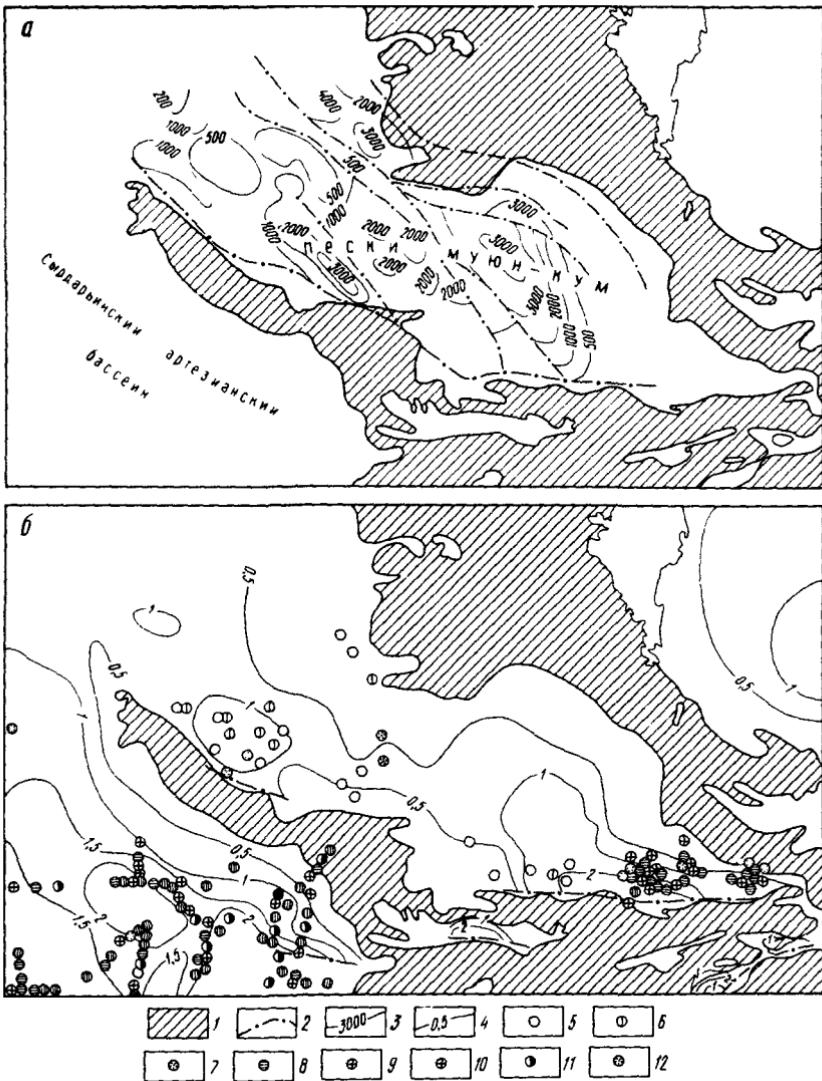


Рис. 3. Результаты геофизических исследований Чу-Сарысуйского бассейна. Составил И.М. Мелькановичский по материалам ИГИРНИГМ, Мингэо КазССР, Мингэо УзССР и др., 1964 г.

а – карта мощностей верхнепалеозойских слабометаморфизованных отложений; б – карта граничных скоростей домезозойского основания бассейна; 1 – выходы домезозойских пород на поверхность; 2 – линии разломов; линии равных мощностей: 3 – верхнепалеозойских слабометаморфизованных отложений (в м), 4 – мезозойско-кайнозойских отложений (в км); значения граничных скоростей  $v$  вдоль поверхности домезозойского основания (в км/с): 5 – менее 4; 6 – 4–4.5; 7 – 4.5–5; 8 – 5–5.6; 9 – 5.5–6.0; 10 – 6–6.5; 11 – 6.5–7; 12 – более 7

ком случае в их внутренней зоне, примыкающей к складчатым сооружениям. Внешняя же зона, как правило, должна быть включена в состав артезианских бассейнов платформ.

Адартезианские бассейны характеризуются достаточно четкой (индивидуальной) гравитационной характеристикой. Как показано В.В. Гречухиным [10] и другими, определяющим фактором, влияющим на плотность и другие физические параметры, является максимальная глубина погружения пород. При воздымании пород регressiveный метаморфизм в части изменения физических параметров проявляется очень слабо (за исключением зоны гипергенеза). Поэтому более древние породы отличаются повышенной плотностью. В связи с большей тектонической напряженностью плотность пород в адартезианских бассейнах значительно выше плотности одновозрастных одноименных пород на соответствующих глубинах в артезианских бассейнах. Например, на глубинах в интервале 1–2 км в Ферганской впадине средняя плотность пород составляет 2,35–2,38 г/см<sup>3</sup>, в адартезианских бассейнах – 2,5–2,6 г/см<sup>3</sup>. В адартезианских бассейнах вертикальный градиент изменения плотности ниже, чем в артезианских бассейнах, по крайней мере в 2–3 раза. Например, при мощности рыхлого покрова 4–5 км перепад плотности пород между кровлей и подошвой может достигать в артезианских бассейнах 0,6–0,8 г/см<sup>3</sup>, а в адартезианских – 0,2–0,3 г/см<sup>3</sup>.

Если по вертикали плотность и некоторые другие параметры пород, слагающих адартезианские бассейны, меняются слабо (породы уже достаточно уплотнены), то по площади такие изменения весьма существенны. В этом заключается одна из важнейших фиксируемых геофизическими методами особенностей адартезианских бассейнов. Резко возрастает плотность пород по периферии бассейнов вблизи обрамляющих их складчатых сооружений. Вместе с тем наблюдается разное разуплотнение пород в зоне разломов.

В табл. 2 приведены сводные плотностные разрезы адартезианских бассейнов (и структур, близких к ним по своим геолого-геофизическим и гидрогеологическим характеристикам) в различных областях складчатости. Картина достаточно однообразная: прослеживаемые повсеместно плотностные комплексы пород (до четырех) хорошо увязываются со структурно-тектоническими этажами и основными гидрогеологическими сериями (ярусами) разрезе. К верхнему платформенному этажу, где сосредоточены наиболее легкие породы, приурочены преимущественно грунтовые, а при значительной мощности – и напорные (артезианские) воды. Второй (промежуточный) этаж занимает основную часть разреза. В нем формируется адартезианский бассейн. Отмечается некоторое увеличение плотности пород промежуточного этажа при переходе от структур, созданных в эпоху кайнозойской складчатости, к структурам, образованным в мезозойскую и палеозойскую складчатость. В третьем (складчатое основание) и четвертом (фундамент) этажах циркулируют лишь трещинные и трещинно-жильные воды.

При переходе от адартезианских бассейнов к сопредельным отмечается заметное изменение в плотностном разрезе. Это хорошо видно на бассей-

Таблица 2. Сводные плотностные разрезы палеогеновых бассейнов в различных областях складчатости  
 (по материалам Минтво РСФСР, Минтво УССР, Минтво КазССР и др.)

Область складчности	Бассейн	Платформенный этаж		Промежуточный этаж		Склоны от оси бассейна		Фундамент
		Взросłość пород	Объемная плотность, $\text{г/см}^3$	Взросłość пород	Объемная плотность, $\text{г/см}^3$	Объемная плотность, $\text{г/см}^3$	Взросłość пород	
Кузнецкий, Окско-Минусинский, Тенизский и др. (Центральный Кавказ и Алтай-Саянская область)	MZ-KZ	2,0-2,3	PZ <sub>2-3</sub>	2,4-2,65	PZ <sub>1-2</sub>	2,6-2,75	PR-AR	2,7-2,8
Чу-Сарысайский	MZ-KZ	2,1-2,25	PZ <sub>2-3</sub>	2,60-2,65	PZ <sub>1-2</sub>	2,70-2,75	PR-AR	2,8-2,85
Пензенско-Прачуральский (Предуральский краевый прогиб)	MZ-KZ	1,8-2,0	PZ <sub>2-3</sub>	2,60	PZ <sub>1-2</sub>	2,72	PR-AR	2,75-2,80

## складчатости с активизацией

## Мезозойской мезозойской

## Кайнозойской

Чульманский (Алданский щит)	Q	1,8	MZ	2,60-2,65	-	-	-	2,77
Яно-Сугдинский (Яно-Сугдинская синклиниорная зона в Верхояно-Чукотской области)	K <sub>2</sub> -KZ	1,8-2,0	J <sub>3</sub> -K	2,58-2,62	PZ-J <sub>3</sub>	2,65-2,70	PR-AR	2,75-2,80
Верхнезайский, Амуро-Зе́йский и Бураинский (южные области Дальнего Востока)	K <sub>2</sub> -KZ	2,2-2,3	T-K <sub>1</sub>	2,50-2,55	PZ-MZ <sub>1</sub>	2,60-2,70	AR-PZ	2,70-2,75
Внутренней зоны Предверхоянского прогиба	-	Нет сведений	-	2,53-2,62	-	HC	-	HC
Предкарпатского прогиба	Q	2,0-2,1	N	2,57	-	HC	-	HC
Предколомбагского прогиба	P-Q	2,1-2,2	J-K	2,40-2,60	-	HC	-	HC
Предпамирского прогиба	Q-N <sub>2</sub>	2,0-2,3	K-N	2,4-2,6	-	HC	-	HC

Таблица 3. Изменение плотности пород  $\sigma$  [в  $\text{г}/\text{см}^3$ ] в зоне Предкарпатского и Предпамирского краевых прогибов [34 и др.]

Геоструктуры	Предкарпатский прогиб	Предпамирский прогиб
Горноскладчатые сооружения, призывающие к краевому прогибу	2,65 и более	2,65–2,70
Краевой прогиб:		
внутренняя зона	2,6	2,45–2,55
внешняя зона	2,4–2,5	2,2–2,4
Близлежащие платформенные области	2,1–2,2	2,0–2,2

нах, приуроченных к узким краевым прогибам области кайнозойской складчатости (табл. 3). Аналогичная картина наблюдается и в районе краевых прогибов в областях мезозойской и палеозойской складчатости. Характерно, что в плотностном отношении внешние зоны краевых прогибов тяготеют к смежным платформенным, а внутренние зоны – к горноскладчатым областям.

Обычно впадины, образующие адартезианские бассейны, фиксируются изометрическими минимумами аномалии силы тяжести, достигающими  $(20–30) \cdot 10^{-6}$   $\text{см}/\text{с}^2$ . Для краевых прогибов отмечаются четко вытянутые отрицательные аномалии. Наиболее ярко в гравитационном поле отражается изменение мощности промежуточного структурного этажа. Поскольку плотность пород во всех рассматриваемых бассейнах нарастает с глубиной, в гравитационном поле хорошо вырисовываются отдельные детали тектоники покрова: мелкие положительные и отрицательные структуры, зоны разломов и т.п. При этом наблюдается соответствие знака аномалий и структур. Связь величины (и характера) гравитационных аномалий с особенностями тектоники настолько сильна, что в ряде случаев, введя соответствующие поправки, можно количественно оценить мощность отложений промежуточного этажа (Б.Д. Полетаев, 1969 г.; И.М. Мелькановицкий, 1962 г. и др.).

В целом, если сравнить гравитационное поле адартезианских бассейнов с полем других гидрогеологических структур, можно отметить, что по выразительности оно занимает промежуточное положение между дифференцированным полем межгорных артезианских бассейнов и сравнительно спокойным полем артезианских бассейнов платформенного типа.

В верхней части разреза адартезианских бассейнов, как правило, не содержится магнитоактивных пород, но они отмечаются в промежуточном этаже, складчатом основании и фундаменте. В промежуточном этаже распространены эфузивы основного состава (андезиты, базальты и др.) и их пирокластические аналоги; их магнитная восприимчивость к достигает  $(1250–6250) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Отмечаются также магнитоактивные интрузивы гранитоидного, реже более основного состава, особенно вдоль зон глубинных разломов.

Магнитное поле над большинством адартезианских бассейнов области

палеозойской и мезозойской складчатости спокойное, слабоаномальное; лишь иногда к зонам глубинных разломов приурочены узкие полосы резких магнитных аномалий. Более сложный характер имеет магнитное поле в районе адартезианских бассейнов, приуроченных к области мезозойской активизации. Андезиты, базальты, диабазы, распространенные в промежуточном структурном этаже адартезианских бассейнов Амуро-Зейской области, особенно при неглубоком залегании, обусловливают заметные аномалии. Аномалии же, связанные с основанием (фундаментом), создают довольно пеструю мозаичную картину, но чаще магнитное поле, обусловленное этим комплексом пород, близко к нормальному, особенно при глубоком погружении складчатого основания.

Магнитное поле, наблюдаемое над адартезианскими бассейнами области кайнозойской складчатости, как правило, спокойное либо слабоаномальное. Отдельные плавные аномалии связаны с глубокозалегающим складчатым основанием или фундаментом.

В целом магнитное поле адартезианских бассейнов характеризуется определенной специфичностью, хотя и недостаточно выраженной. От магнитного поля артезианских бассейнов платформ оно отличается большей дифференцированностью, от поля гидрогеологических массивов и вулканических супербассейнов — сравнительно спокойным характером, отсутствием мозаичности.

Интерпретация магнитных аномалий адартезианских бассейнов позволяет изучить литолого-петрографический состав глубоких горизонтов, выявить простирание основных структурно-формационных зон, проследить крупные разломы и приближенно определить глубину залегания поверхности складчатого основания (либо кристаллического фундамента). В отдельных случаях удается картировать базальтовые тела в верхней части разреза.

Теплофизические свойства пород адартезианских бассейнов изучены недостаточно. Можно полагать, что для одновозрастных отложений теплопроводность пород  $\lambda$  адартезианских бассейнов занимает промежуточное положение между теплопроводностью пород артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов [т.е. около  $2,0-2,5 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ ]. Отдельные данные подтверждают это предположение.

Глубинный тепловой поток  $q_t$  адартезианских бассейнов в значительной степени зависит от особенностей тектонического строения. Так, для адартезианских бассейнов, приуроченных к краевым прогибам, образованным в эпоху палеозойской складчатости, величина  $q_t$  в среднем составляет  $45-50 \text{ мВт}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ , а для средне-верхнепалеозойских впадин —  $50-55 \text{ мВт}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ . Значительно выше величина  $q_t$  для Предверхоянского краевого прогиба — до  $60 \text{ мВт}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ . Однако значение  $q_t$  для альпийских краевых прогибов (Предкарпатского, Предкавказского, Предкапетдагского) резко снижено [до  $40-35 \text{ мВт}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ ]. Причина, видимо, заключается в интенсивном прогибании этих структур в новейшее время (Я.Б. Смирнов, 1973 г.) и в не полностью учтенном охлаждении пород за счет инфильтрации поверхностных вод.

Адартезианские бассейны в целом достаточно хорошо прогреты, одна-

ко несколько меньше артезианских бассейнов молодых платформ, но значительно больше бассейнов древних платформ. Средние значения геотермических градиентов варьируют от 2 до 3 К/100 м.

Геоэлектрический разрез артезианских бассейнов характеризуется сложностью и невыдержанностью. Геоэлектрические условия меняются не только от одного бассейна к другому; они непостоянны даже в пределах одного бассейна, поскольку изменяются мощность горизонтов, их литологический состав, степень литификации пород, минерализация подземных вод и т.п. Тем не менее для всех бассейнов рассматриваемого типа отмечаются некоторые общие закономерности.

Наиболее низким сопротивлением  $\rho$  (единицы или первые десятки ом·метров) характеризуются рыхлые песчано-глинистые отложения платформенного покрова. Сопротивление подстилающих пород, образующих артезианский бассейн, обычно на порядок выше, причем сопротивление терригенных пород определяется их составом и степенью литификации. Хорошим показателем степени литификации являются марки углей. В зависимости от метаморфизации алевролиты и аргиллиты по многим бассейнам меняют свое сопротивление от 5–10 до 500–1000 Ом·м, песчаники – от нескольких десятков до 1000–2000 Ом·м, угли – от первых десятков до 1000–6000 Ом·м [10].

В артезианских бассейнах Центрально-Казахстанской и Алтае-Саянской складчатых областей по результатам ВЭЗ, ДЗ, ЗСБЗ в большинстве случаев удается проследить границу между низкоомными мезозойско-кайнозойскими и высокоомными палеозойскими породами. Последние, в свою очередь, расчленяются на две толщи – верхнюю ( $\rho = 50 \div 300$  Ом·м) и нижнюю ( $\rho = 200 \div 1000$  Ом·м и более). Верхняя толща обычно представлена терригенными породами, нижняя – более плотными, зачастую карбонатными отложениями. Близкой к рассмотренной является характеристика Чу-Сарысуйского и Печорско-Предуральского бассейнов.

В геоэлектрическом разрезе артезианских бассейнов, приуроченных к Верхнезайской, Амуро-Зейской и Буреинской впадинам, достаточно четко фиксируются три этажа: верхний этаж – осадочный покров, состоящий из высокоомных грубообломочных и низкоомных песчано-глинистых отложений мела – кайнозоя, средний – промежуточный этаж, представленный мощными эфузивами, пирокластическими и осадочными уплотненными породами триаса – юры, имеющими в целом повышенное сопротивление (в среднем 200–400 Ом·м), и нижний – складчатое основание, характеризующееся высоким сопротивлением. В осадочном покрове впадин могут быть выделены в условиях наиболее полного разреза четыре геоэлектрических комплекса (сверху вниз): 1) озерно-аллювиальные глины, суглинки, пески, галечники четвертичного возраста мощностью обычно в несколько метров, сопротивлением 20–5000 Ом·м; на значительной территории депрессий горизонт выражен низкоомными глинами, играющими роль первого водоупора; 2) гравийно-галечниковые отложения неоген-четвертичного возраста, мощность которых изменяется от нескольких десятков до 100–200 м и более; сопротивление  $\rho$  варьирует от 100 до 2000–2500 Ом·м, но чаще составляет 400–700 Ом·м; в состав

комплекса иногда входят покровы базальтов мощностью от нескольких десятков до 100 м; сопротивление обычно составляет 300–400 Ом·м, но иногда вследствие интенсивной трещиноватости и кавернозности уменьшается в несколько раз; 3) песчано-глинистые отложения палеогена—миоцена, являющиеся зачастую угленосными, их мощность составляет несколько сотен метров, сопротивление колеблется от 10–20 до 100–150 Ом·м, чаще от 20 до 60 Ом·м; 4) песчано-глинистые, эфузивные и пирокластические слабодислоцированные отложения мела мощностью до 1000 м и более; сопротивление колеблется от 10 до 250 Ом·м, чаще от 20 до 100 Ом·м. Как и в большинстве бассейнов межгорного типа, обычно отмечается общее уменьшение сопротивления пород покрова при движении от периферии бассейна к центру, от верхних горизонтов — к нижним.

Среди адартезианских бассейнов области кайнозойской складчатости сравнительно хорошо изучен Татарский бассейн. Его осадочный покров сложен в основном палеоген-неогеновыми породами. Электрическое сопротивление их довольно значительно (в Ом·м): туфогенных песчаников — 200–300, песчаников — 100 и более, алевролитов — 30–70, глин — 20–40. Сопротивление этих же пород в сопредельных артезианских бассейнах (Северо-Сахалинском, Поронайском и Сусанийском) в 5–10 раз ниже. Складчатое основание как в адартезианском, так и в артезианском бассейнах обладает высоким, практически бесконечным сопротивлением. Если в артезианских бассейнах Сахалина с помощью ВЭЗ удается расчленить разрез на большое число горизонтов, в адартезианском бассейне вследствие большой уплотненности пород и более интенсивной складчатой и разломной тектоники сделать это не всегда можно. Резко изменяется продольная проводимость  $S$  пород осадочного покрова: в артезианских бассейнах она достигает 1500–2000 См, в адартезианском составляет всего несколько сотен сименсов. Аналогичная картина наблюдается в Тигильском и Богачевском адартезианских бассейнах Камчатки.

Сведения о геоэлектрических условиях краевых прогибов в зоне альпийской складчатости весьма ограничены [34 и др.]. Установлено, что в Предпамирском прогибе (на площади Алайской долины) сопротивление неогеновых отложений, представленных грубообломочными породами с песчано-глинистым заполнителем, составляет 160–300 Ом·м. В прилегающих частях Южно-Таджикской впадины сопротивление этих же пород варьирует от 2,5–3,0 до 7–8 Ом·м. Снижение сопротивления на два порядка связано с переходом от грубообломочных пород к песчано-глинистым, с увеличением минерализации подземных вод и существенным изменением степени литификации пород. В Предкарпатском краевом прогибе также отмечается увеличение сопротивления пород при переходе от внешней зоны к внутренней. Одновременно меняются типы кривых ВЭЗ, изменяется стратификация геоэлектрических горизонтов. Сложная тектоника внутренней зоны зачастую вообще не позволяет выполнить количественную интерпретацию.

Сейсмогеологическая характеристика адартезианских бассейнов в наибольшей мере изучена в области палеозойской складчатости. Здесь, в при-

Таблица 4. Примерные значения  $v_{pl}$  (в км/с) для основных структурных ярусов адартезианских бассейнов (по материалам Мингео КэзССР, Уральского геологического управления и др.)

Бассейн	Платформенные отложения (MZ-KZ)	Промежуточный структурный ярус (PZ <sub>2-3</sub> )	Складчатое основание (PZ)	Кристаллический фундамент (PR-AR)
Центрально-Казахстанской и Алтая-Саянской складчатых областей	1,7–2,4	2,2–4,8	5,5–5,6	≥7,0
Чу-Сарысуйский	2,25	4,4–4,8	5–7	7–8
Печорско-Предуральский	2,1–2,2	2,7–3,8	≥5	—

поверхностной части разреза, в связи с непостоянством литологического состава и возраста город обнаружены значительные изменения пластовой скорости  $v_{pl}$ . На больших глубинах сейсмогеологические условия становятся более стабильными, причем  $v_{pl}$  увеличивается с глубиной. Наибольшими значениями  $v_{pl}$  характеризуются карбонатные, вулканогенные и другие плотные, преимущественно скальные породы, однако увеличение скорости с глубиной для этих образований происходит намного медленнее, чем для терригенных пород (табл. 4). Если сравнить скоростную характеристику адартезианских и артезианских бассейнов, сложенных одновозрастными породами, то оказывается, что для первых характерно заметное повышение скорости. Так, например,  $v_{pl}$  для верхнего терригенного комплекса наиболее погруженной части Московского артезианского бассейна составляет 2,3–2,5 км/с, а для одновозрастных отложений такого же состава адартезианских бассейнов – 3,2–4,7 км/с; соответственно для карбонатного комплекса – 4,5–4,8 и 5,4–6,5 км/с и для нижнего терригенного комплекса – 4–4,4 и 5,5–6,5 км/с.

Средние скорости  $v_{cp}$  в осадочных отложениях адартезианских бассейнов области палеозойской складчатости приведены в табл. 5. В условиях Восточно-Европейской платформы значения  $v_{cp}$  для соответствующих глубин намного ниже.

В адартезианских бассейнах области палеозойской складчатости проведены сейсморазведочные работы МОВ, МОГТ, КМПВ, ГСЗ и др. По сравнению с артезианскими бассейнами платформенного и межгорного типов сейсмогеологические условия в адартезианских бассейнах значительно сложнее, особенно в периферических частях впадин и во внутренних зонах краевых прогибов, где развиты интенсивная складчатость и разломная тектоника. В сейсмической записи часто отмечается потеря корреляции, наблюдаются дифрагированные волны, свидетельствующие о быстром увеличении литификации пород с глубиной<sup>1</sup>. Для получения удовлетворительных преломленных и отраженных волн требуется применение более

<sup>1</sup> Последнее хорошо увязывается с закономерной сменой углей, слабо метаморфизованных у поверхности и сильно – на глубине.

**Таблица 5. Значения  $v_{ср}$  (в км/с) в осадочных породах артезианских бассейнов области палеозойской складчатости (по материалам Мингэо КазССР, Уральского геологического управления и др.)**

Мощность отложений, км	Центрально-Казахстанская и Алтайско-Саянская области	Печорско-Предуральский бассейн (Предуральский краевой прогиб)
0,5	2,5—3,3	2,65
1,0	2,8—4,0	3,0
1,5	3,1—4,1	3,2
2,0	3,4—4,2	3,4
3,0	3,8—4,0	3,8
4,0	4,1—5,0	4,1
5,0	4,3 и более	—

детального шага, сложных систем наблюдений, крупных взрывов. Число хорошо прослеживаемых на значительное расстояние преломляющих и особенно отражающих горизонтов в артезианских бассейнах значительно меньше по сравнению с артезианскими бассейнами. В большинстве артезианских бассейнов можно проследить три группы преломленных волн, связанных: а) с подошвой мезозойско-кайнозойских отложений,  $v_r = 2,8 \div 3,2$  км/с, б) с границами внутри рыхлых отложений перми и карбона (или девона в условиях Южно-Минусинского бассейна),  $v_r = 4 \div 5,5$  км/с, в) с поверхностью карбонатных отложений, подстилающих терригенные толщи пермо-триаса (обычно это известняки нижнего карбона), либо с поверхностью складчатого основания, подстилающего породы промежуточного структурного яруса,  $v_r = 5 \div 6$  км/с. Удовлетворительно прослеживается, как правило, не более двух-трех волн. Отраженные волны фиксируются на тектонически спокойных участках. Чаще это наблюдалось в крупных впадинах, например в Тенизской. Четкие отраженные волны приурочены к поверхности карбонатных отложений (нижнего карбона), менее четкие — к горизонтам терригенных отложений пермо-карбона (в Минусинской впадине, девон). Приведенная картина характерна как для впадин, так и для краевых прогибов.

Сейсмогеологическая характеристика артезианских бассейнов, приуроченных к области мезозойской тектонической активизации, изучена по ряду межгорных впадин Амуро-Зейской области. Для указанных впадин характерно нарастание пластовой скорости с глубиной от 1,8—2 км/с в верхней части разреза (ниже ЗМС) до 4—5 км/с в наиболее погруженных ее частях. Для рыхлых пород (мощностью примерно до 1000 м) верхнего субплатформенного этажа  $v_{пл}$  обычно не превышает 2,5—3 км/с. Для пород промежуточного этажа  $v_{пл}$  варьирует от 3,5 до 5 км/с (иногда выше). Наиболее высокие скорости  $v_{пл}$  (до 6—7 км/с) фиксируются для пород складчатого основания. Амуро-Зейская впадина и другие изучены главным образом КМПВ. В породах верхнего этажа прослежена серия преломляющих границ. По-видимому, удается также выявить по КМПВ границу раздела верхнего и промежуточного структурных этажей. Расчле-

нение промежуточного этажа по КМПВ затруднительно, однако повсеместно прослеживается поверхность складчатого основания с  $v_r$  до 7,5 км/с.

В значительно меньшей мере изучены сейсмогеологические условия в зоне кайнозойской складчатости. Закономерности, установленные в бассейнах Сахалина, Камчатки, Предкарпатского краевого прогиба, аналогичны описанным выше.

### 3. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АДМАССИВЫ

Не все гидрогеологи признают необходимым выделение адмассивов в качестве самостоятельного типа гидрогеологических структур (Н.И. Толстикhin, 1980 г.; М.И. Врублевский, 1964 г. и др.). Зачастую их объединяют с гидрогеологическими массивами либо аартезианскими бассейнами. Тем не менее, как нам представляется, такое выделения целесообразно, и ему существенно может помочь геофизическая информация. По геофизическим данным адмассивы получают достаточно четкое отражение.

Гидрогеологические адмассивы расположены в пределах горноскладчатых сооружений, созданных в эпохи палеозойского, мезозойского и кайнозойского тектонико-магматических циклов. Часть этих сооружений, интенсивно дислоцированных и метаморфизованных, занимает гидрогеологические массивы, другая часть, менее дислоцированная и менее метаморфизованная, — адмассивы.

К адмассивам в области палеозойской складчатости можно с некоторыми условностями отнести Донецкий бассейн, Канино-Тиманскую систему бассейнов, а также Мангышлакский и Туаркырский бассейны трещинных и трещинно-пластовых вод. В области мезозойской складчатости адмассивы выделены в пределах Верхоянского хребта, хребта Черского и на некоторых других участках [7 и др.].

Гидрогеологические адмассивы широко распространены в зоне кайнозойской (альпийской и тихоокеанской) складчатости. Они имеются в Карпатах, Горном Крыму, на Большом и Малом Кавказе, в Копет-Даге, на Сахалине, Камчатке, Курилах, в Корякской складчатой области. Формированию здесь адмассивов способствуют сравнительно простые крупные формы складок, слабая степень литификации пород (Б.Е. Антыпко, 1980 г.); наличие мощных толщ карбонатных, грубообломочных и туфогенных пород, представляющих собой хорошие коллекторы подземных вод. В работе [7] эти структуры отнесены к сложной системе бассейнов подземных вод либо к промежуточному типу бассейнов. Например, в районе Большого Кавказа сжатые в крупные складки разнообразные карбонатные породы, песчаники, сланцы и вулканогенные образования юрского и мелового возраста образуют вдоль северного и южного склонов хребта серию бассейнов трещинных и трещинно-пластовых вод. Пластовая циркуляция в этих структурах настолько четко выражена, что М.И. Врублевский (1964 г.) предложил их называть горными артезианскими бассейнами. По существу, это гидрогеологические структуры, определенные выше как адмассивы.

Большая часть Малого Кавказа, по-видимому, представляет собой гид-

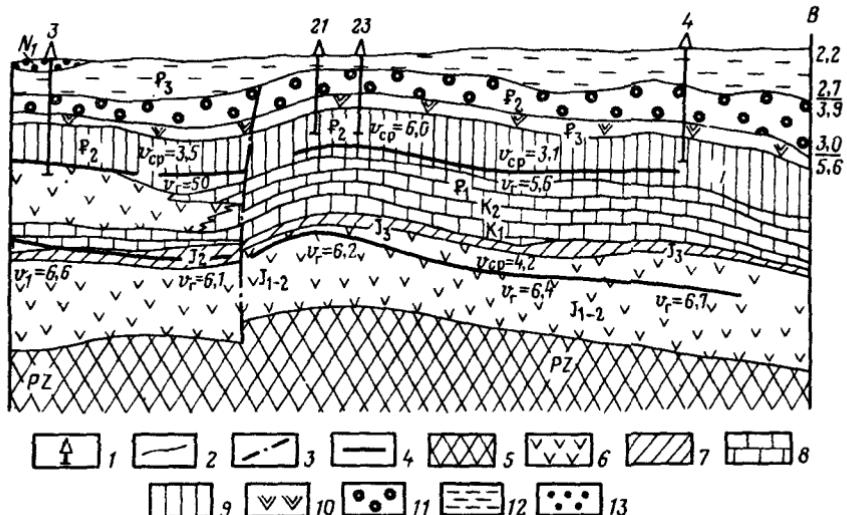


Рис. 4. Геологический разрез вдоль Аджаро-Триалетской складчатой зоны (по данным сейсморазведки и глубокого бурения, по материалам Геологического управления при СМ ГрузССР, 1965–1970 гг.).

1 – скважины; 2 – граница между отдельными горизонтами; 3 – линия разлома; 4 – преломляющие региональные границы ( $v_{cp}$  и  $v_r$  даны в км/с); 5 – складчатое основание (палеозой); 6 – эфузивы; 7 – терригенные отложения; 8 – известняк (J–K); 9 – флишевые образования; 10 – эфузивно-пирокластические породы; 11<sup>3</sup> – грубообломочные породы; 12 – глинистые породы; 13 – новейшие грубообломочные образования

рогеологический адмассив, наиболее хорошо изученный в северной части, в пределах Аджаро-Триалетской зоны. В работе [7] эта же зона названа водонапорной системой в отличие от сопредельных артезианских бассейнов и бассейнов трещинных вод (рис. 4). Наиболее спокойное залегание пород отмечается в ее центральной части. Широко развита разрывная тектоника, особенно вдоль северной и южной границ. В восточной части Аджаро-Триалетской зоны гидрогеологический адмассив постепенно трансформируется в Тбилисский артезианский бассейн.

Изучение адмассивов (и близких к ним структур) позволяет сделать заключение, что объемная плотность слагающих их пород занимает промежуточное положение между плотностью пород артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов и достаточно близка к плотности пород артезианских бассейнов (табл. 6). Для всех изученных адмассивов характерно интенсивное изменение плотности  $\sigma$  пород по площади (чаще убывание ее от центральных частей структур к периферическим) и в общем небольшое увеличение вниз по разрезу. В максимальной степени меняется плотность терригенных пород, в минимальной – карбонатно-сульфатных.

Гравитационное поле горноскладчатых сооружений, как и других районов, носит сложный характер. Оно отражает строение приповерхностной

Таблица 6. Плотность пород (в г/см<sup>3</sup>), слагающих гидрологические адмассивы [13, 34]

Основной плотностной комплекс разреза	Область палеозойской складчатости	Область мезозойской складчатости	Область кайнозойской складчатости			
	Донбасс, Тиманский кряж, Туаркыр, Мангышлак	Верхояно-Чукотская	Большой Кавказ	Малый Кавказ	Колет-Даг	Адмассивы Сахалина, Камчатки, Чукотки
Орогенный — кайнозойские молассы	2,0—2,3	1,8—2,3	До 2,4	2,3—2,4	До 2,4	2,0—2,3
Промежуточный структурный этап — основная часть разреза адмассивов	2,45—2,55	2,60—2,65	2,60—2,65	2,50—2,65	2,55—2,65	2,55—2,65
Фундамент (складчатое основание)	2,7—2,8	2,75—2,80	2,7—2,8	2,8	Нет сведений	2,8—2,9

части разреза, рельефа поверхности кристаллического фундамента и более глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии. Обычно четко вырисовываются адмассивы (или близкие к ним структуры) в виде положительных аномалий силы тяжести, а прилегающие к ним артезианские бассейны — в виде отрицательных.

Количественная интерпретация гравитационных данных позволяет оценить глубины до основных поверхностей раздела. Например, на Сахалине изучена поверхность кристаллического фундамента. Аналогичная задача решена Ю.И. Никольским (1975 г.) по Малому Кавказу.

Геомагнитные характеристики адмассивов, сформированных в зонах палеозойской и мезозойской складчатости, с одной стороны, и в зоне кайнозойской складчатости, с другой — заметно различаются.

Большинство адмассивов палеозойской и мезозойской складчатости лишено магматических образований, в результате чего создаются слабо-аномальные магнитные поля, источники которых связаны лишь с глубинными магнитоактивными телами в складчатом основании или кристаллическом фундаменте. Совершенно иная картина выявлена для областей молодого вулканизма — Малого Кавказа, Камчатки, Корякского нагорья.

Для Малого Кавказа в целом характерно наличие пород различной намагниченности. Высокомагнитными являются базальты, андезиты, диабазы, образующие мощные покровы (вулканогенные супербассейны), и отдельные дайки, пронизывающие весь комплекс пород. Имеются и вулканогенные породы различного состава, приуроченные к более глу-

боким горизонтам разреза, характеризующиеся средней и высокой намагниченностью. Гранитоиды обычно немагнитны, основные и ультраосновные породы высокомагнитны, хотя встречаются они редко. Магнитное поле Малого Кавказа состоит из мелких довольно интенсивных зонок-ременных аномалий, обусловленных главным образом четвертичными базальтовыми лавами, и крупных аномалий, имеющих более глубинное происхождение. Последние хорошо коррелируются с главными элементами тектоники региона: к зонам поднятий фундамента приурочены отрицательные или нулевые, к зонам прогибов — положительные аномалии. Хорошо прослеживаются зоны разломов по полосовым или четкообразным аномалиям и крупные интрузивы основных и ультраосновных пород.

Для Камчатки и Корякского нагорья также характерно обилие магнитоактивных пород, главным образом эффузивов основного состава и их пирокластических производных; их выходы приурочены преимущественно к антиклиновым зонам. Последние хорошо прослеживаются на большие расстояния в виде положительных магнитных аномалий; синклиновые же зоны фиксируются в целом отрицательными аномалиями. Выходы базальтов, с которыми связано образование вулканогенных супербассейнов, осложняют магнитное поле региона. Весьма четко отмечаются зоны глубинных разломов, проходящих вдоль границ антиклиновых и синклиновых зон (в виде узких положительных либо магнитных полосовых аномалий).

Геотермическая характеристика адмассивов изучена слабо. Теплопроводность  $\lambda$  пород, слагающих адмассивы (сформированных преимущественно в альпийский геотектонический цикл), составляет 2,0–2,5 Вт/(м·К). В целом породы адмассивов, как и гидрогеологических массивов, отличаются высокой теплопроводностью  $\lambda$ , которая, по-видимому, незначительно меняется по разрезу. Более существенны латеральные изменения  $\lambda$ , они обусловлены изменениями метаморфизации и состава пород.

Тепловой поток  $q_t$  гидрогеологических адмассивов, сформированных в эпоху кайнозойской складчатости, варьирует от 55 до 75 мВт/(м<sup>2</sup>·с) и в среднем составляет 65 мВт/(м<sup>2</sup>·с). Несколько ниже значение  $q_t$  для соответствующих мезозойских [около 60 мВт/(м<sup>2</sup>·с)] и палеозойских [55 мВт/(м<sup>2</sup>·с) по Донбассу] сооружений. На фоне указанных величин  $q_t$  наблюдаются локальные аномалии, иногда весьма существенные. Так, например, в районе молодого вулканизма  $q_t$  возрастает до 85 мВт/(м<sup>2</sup>·с) и более. В синклиновых зонах  $q_t$  уменьшается, в антиклиновых — увеличивается.

Геотермический градиент на площади адмассивов варьирует от 2 до 3 К/100 м и, видимо, слабо меняется по разрезу. Среднее его значение для всех структур составляет около 2,4–2,5 К/100 м. На отдельных участках градиент увеличивается до 5 К/100 м и более, что связано с активизацией тектономагматической деятельности, разгрузкой термальных вод и т. п.

Сведения о геоэлектрическом разрезе в зоне адмассивов имеются по Донбассу, Тиманскому, кряжу, Верхояно-Чукотской области, Горным Карпатам, Горному Крыму, Большому и Малому Кавказу, Сахалину, Камчатке и Корякскому нагорью.

Палеозойские породы центральной части Донбасса сильно уплотнены; их электрическое сопротивление измеряется сотнями ом-метров. По данным ВЭЗ и других электроразведочных методов, здесь можно проследить контакт между палеозойскими и вышележащими мезозойско-кайнозойскими породами, но невозможно расчленить на отдельные горизонты разрез палеозойских отложений. Однако при движении на север и запад к периферическим частям бассейна картина меняется: сопротивление палеозойских пород уменьшается до десятков ом-метров, и удается по ВЭЗ расчленить разрез на ряд горизонтов, например, вдоль северной окраины бассейна отделить верхнюю терригенную часть разреза от нижней, преимущественно карбонатной (И.М. Мелькановицкий, 1950 г.).

Более просты геоэлектрические условия Тиманского кряжа. Здесь можно с помощью ВЭЗ выделить и проследить серию достаточно мощных горизонтов, сопротивление которых зависит от степени трещиноватости и обводненности пород. На одном из участков (вблизи Воркуты) установлено, что сопротивление девонских известняков и доломитов изменяется от 100–200 до 1000–1300 Ом·м, а при обогащении их глинистым материалом – от 50–100 до 200–300 Ом·м. Сопротивление песчано-глинистых образований составляет 40–60 Ом·м. (Б.В. Боревский и др., 1970 г.).

Электрическое сопротивление плотных песчано-глинистых мезозойских пород, входящих в состав адмассивов Верхояно-Чукотской области, варьирует от 100 до 200–400 Ом·м (редко выше). В зонах разломов сопротивление мезозойских пород резко снижается – до 100 Ом·м и ниже.

В разрезе адмассивов Горных Карпат, Горного Крыма и Большого Кавказа можно выделить две основные группы пород: а) терригенные и вулканогенные толщи, часто флишоидного строения; б) карбонатные толщи. Сопротивление отдельных литологических разностей первой группы пород варьирует в широком интервале, но в среднем составляет 50 – 150 Ом·м. Карбонатные породы обычно характеризуются высоким (500–1000 Ом·м и более) сопротивлением (за исключением зон повышенной трещиноватости). Наиболее водообильна карбонатная толща. При постановке ВЭЗ на ее поверхности удается проследить контакт карбонатных пород со сланцевой либо вулканогенно-осадочной терригенной толщиной. Резкое снижение сопротивления пород в нижней части карбонатного массива свидетельствует об интенсивной трещиноватости и водообильности пород, а хорошая прослеживаемость от пункта к пункту низкоомной толщи в известняках позволяет сделать заключение о трещинно-пластовом характере подземных вод (А.А. Огильви, 1964 г.; И.М. Мелькановицкий, 1950 г. и др.).

Более полная геоэлектрическая характеристика имеется по Малому Кавказу (Ю.В. Бессонная, 1954 г.; Г.А. Туманян, 1979 г.; В.О. Яникян, 1979 г.). По результатам параметрических замеров в районе Боржоми электрическое сопротивление терригенных и туфогенных пород измеряется первыми сотнями ом-метров, а сопротивление известняков составляет 1000 Ом·м и более. Исследования, проведенные в Армении методом

МТЗ, позволяют приблизенно оценить мощность слабодислоцированных пород, слагающих надьюрскую толщу. Последняя, видимо, является основным вместилищем подземных вод адмассивов. Опорным горизонтом практически бесконечного сопротивления служат известняки верхней юры или более древние породы. По данным МТЗ четко выявляются синклиниорные прогибы и антиклиниорные поднятия. Фиксируемая при этом продольная проводимость изменяется от нескольких единиц до первых десятков сименсов.

Гидрогеологические адмассивы в области Тихоокеанской складчатости в связи с отсутствием мощных выдержаных толщ карбонатных пород не отличаются столь дифференцированным геоэлектрическим разрезом (И.М. Альперович, 1973 г.; Н.Г. Тузиков, 1974 г.; Ю.Ф. Мороз, 1976 г. и др.). По имеющимся сведениям электрическое сопротивление вулканогенно-осадочных пород этих структур зависит от состава пород, степени их трещиноватости и других факторов и изменяется от 50–100 до 200–300 Ом·м. Отмечается общее увеличение  $\rho$  с глубиной. Однако четко расчленить разрез на протяженные горизонты не удается. В этом заключается резкое отличие адмассивов от сопредельных межгорных артезианских бассейнов.

В целом по геоэлектрической характеристике адмассивы занимают промежуточное положение между артезианскими бассейнами и гидрогеологическими массивами, однако существенной разницы между адмассивами и артезианскими бассейнами, как и в плотностном разрезе, уловить не удалось.

Сейсмогеологический разрез адмассивов изучен примерно в тех же районах, что и геоэлектрический разрез. Для центральной зоны Донбасса характерен слабодифференцированный высокоскоростной разрез, типичный для горноскладчатых областей. Здесь удается надежно проследить с помощью преломленных и отраженных волн поверхность палеозойских отложений. В результате детальных наблюдений МОВ на отдельных участках прослежены внутри палеозойской толщи сравнительно короткие отражающие площадки. Такие исследования проводят в последние годы при изучении шахтных полей. По периферии Донбасса, в зоне перехода его к сопредельным артезианским и артезианским бассейнам, сейсмогеологические условия резко улучшаются. Например, вдоль северной окраины Донбасса пластовые скорости снижаются, варьируя для пород карбона от 2,3 км/с (в верхних частях разреза) до 5,5 км/с (на значительной глубине). При этом прослеживается серия отражающих и преломляющих поверхностей. При проведении более глубинных исследований с помощью ГСЗ отмечается в общем невысокая дислоцированность и низкая степень метаморфизации пород карбона, что обеспечивает расчленение мощной толщи на несколько крупных комплексов (В.Ю. Зайченко, 1974 г.).

Сведения о сейсмическом разрезе адмассивов в зоне мезозойской складчатости крайне незначительные. По имеющимся данным, пластовая скорость исследуемых пород составляет примерно 4–5 км/с [28].

Верхняя часть скоростного разреза Малого Кавказа, как и большинства горных районов, чрезвычайно неоднородна. С увеличением глубины,

Таблица 7. Значения  $v_{ср}$  (в км/с) в породах Аджаро-Триалетской зоны и сопредельных бассейнов (по данным В.Д. Саджая, 1972–1974 гг. и др.)

Район исследований	Мощность отложений, км				
	0,5	1	2	3	4
Картлинский артезианский бассейн (Грузинская глыба)	2,1	2,3	2,4	—	—
Аджаро-Триалетская зона	2,4	2,7	3,0	3,3	3,6
Джавахетский хребет (Южно-Грузинская глыба)	3,6	4,0	4,2	—	—

однако, условия становятся более стабильными. Одновременно увеличивается пластовая скорость  $v_{пл}$ . Последняя зависит от литологического состава пород и их уплотнения (что находится в прямой зависимости от глубины залегания этих пород и тектонической зональности исследуемой области). Минимальными значениями  $v_{пл}$  (2–3 км/с) характеризуются песчано-глинистые породы зоцена, максимальными – до 5 км/с и более – известняки верхней юры – палеоценена. Значения средней скорости  $v_{ср}$  приведены в табл. 7, из которой следует, что по скоростным параметрам Аджаро-Триалетская зона (см. рис. 4) и примыкающая к ней Южно-Грузинская глыба занимают промежуточное положение между бассейнами трещинных вод и артезианскими бассейнами. Средняя скорость в породах осадочно-вулканогенной толщи юры – палеогена в пределах всего Малого Кавказа варьирует от 3 до 5 км/с при среднем значении около 4 км/с. Изменение средней и пластовой скоростей (в отличие от артезианских бассейнов) связано не столько с мощностью изучаемой толщи, сколько с тектонической напряженностью того или иного участка, т.е. латеральные изменения скорости (по площади) значительно превышают такие изменения по разрезу (по вертикали). В зонах прогибов скорость упругих волн в общем уменьшается, а в зоне поднятий увеличивается. Резкая зависимость скоростных параметров от тектонического положения районов, видимо, является характерной особенностью бассейнов промежуточного типа, в частности адмассивов.

На территории Малого Кавказа повсеместно прослежена преломляющая граница, приуроченная к поверхности фундамента, с  $v_r = 6 \div 7$  км/с. Эта поверхность зачастую является границей, на которой образуются обменные сейсмические волны. Четкая преломляющая граница (особенно в Аджаро-Триалетской зоне) также прослежена по поверхности карбонатных пород верхнего мела и палеоценена. В смежных артезианских бассейнах зафиксировано (помимо указанных) большое число других границ, приуроченных к палеогеновым и неогеновым толщам.

По Сахалину и Камчатке можно составить весьма приближенное представление о сейсмогеологических условиях адмассивов. Скорость  $v_{пл}$  здесь значительно увеличена (до 4–5 км/с), а разрез заметно обеднен отражающими и преломляющими горизонтами.

#### 4. ВУЛКАНОГЕННЫЕ СУПЕРБАССЕЙНЫ

Вулканогенные супербассейны представляют собой специфические гидрогоеологические структуры (бассейны), в которых циркулируют преимущественно трещинные, трещинно-жильные, пластово-трещинные и порово-трещинные воды. Они выявлены в горноскладчатых областях в условиях развития относительно молодого вулканизма ( $K_2-Q$ ), где распространены вулканогенные образования, которые нередко переслаиваются с нормальными осадочными породами. Вулканогенные супербассейны по характеру водообильности пород можно подразделить на два подтипа: кайнотипные — высоководообильные и палеотипные — с низкой водообильностью (Б.Е. Антыпко, 1980 г.). К кайнотипным супербассейнам следует отнести бассейны Армении, Камчатки, Курильских островов. Палеотипным супербассейном можно назвать Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

Гравитационная характеристика вулканогенных супербассейнов имеется по Малому Кавказу и Камчатке. В районе вулканогенных супербассейнов Малого Кавказа и сопредельных структур плотность пород варьирует в широких пределах — от  $1,7-1,9 \text{ г}/\text{см}^3$  (рыхлые четвертичные аллювиально-делювиальные отложения) до  $2,6-2,8 \text{ г}/\text{см}^3$  (кербонатные породы верхнего мела, метаморфизованные толщи палеогена — неогена). Установлено, что плотность осадочно-вулканогенных пород палеогена — неогена увеличивается с глубиной от  $2,2-2,3$  в верхней части разреза до  $2,4-2,5 \text{ г}/\text{см}^3$  на значительных глубинах. Большую дифференцированность в плотностной разрез вносят магматические породы. Так, базальты и андезиты плиоценена и более молодого возраста обладают плотностью  $2,4-2,6 \text{ г}/\text{см}^3$ . Минимальной плотностью, как и в других регионах, характеризуются гранитоиды, максимальной — основные и ультраосновные породы. В обобщенном виде плотностной разрез представлен в табл. 8. Наиболее заметные плотностные границы — это границы между комплексами 2 и 3, 3 и 4. Верхняя граница, как правило, не оказывает существенного влияния на гравитационное поле, поскольку мощность четвертичных отложений незначительная.

В разрезе супербассейнов Камчатки также отмечается постепенное нарастание объемной плотности в породах кайнозоя от  $1,7$  для рыхлых четвертичных пород до  $2,5 \text{ г}/\text{см}^3$  для палеогеновых. Плотность пород складчатого основания и метаморфического фундамента составляет  $2,65-2,72 \text{ г}/\text{см}^3$ . На границе кайнозойских и мезозойских пород плотностной скачок достигает  $0,2-0,25 \text{ г}/\text{см}^3$ .

Анализ гравитационного поля Малого Кавказа показывает, что четкими положительными аномалиями  $\Delta g$  отмечаются крупные антиклинальные структуры, отрицательными — синклинальные, гравитационными ступенями — зоны разломов. Отрицательными аномалиями  $\Delta g$  фиксируются крупные plutоны гранитоидов, положительными — ультраосновные породы. Базальтовые покровы, несмотря на их избыточную плотность по отношению к вмещающим породам, заметными гравитационными аномалиями не выделяются в связи с пологим залегением.

Таблица 8. Плотностной разрез вулканогенных супербассейнов Армении  
(по материалам Геологического управления при СМ АрмССР и др.)

Номер комплекса	Структурно-тектонический комплекс пород	Средняя плотность пород, г/см <sup>3</sup>
I	Современный четвертичный покров — аллювиально-далювиальные отложения ( $N_2 - Q$ )	1,7—1,9
II	Орогенный альпийско-тектонического цикла — вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы ( $P - Q$ )	2,3—2,4
III	Складчатые образования герцинского и альпийского циклов ( $PZ_{2-3} - K_2$ )	2,55—2,65
IV	Метаморфический фундамент (AR—PR)	2,7—2,8

Антиклинарии Камчатской области повсеместно отмечаются положительными аномалиями силы тяжести, синклинарии (депрессии) — отрицательными. Четкие гравитационные ступени фиксируются над разломами, протягивающимися как вдоль, так и вкrest простирания основных структур. Существенный плотностной скачок  $\Delta\sigma$  отмечается на границах, отделяющих сравнительно тяжелые базальты и андезиты плиоценена от рыхлых четвертичных ( $\Delta\sigma = 0,5 \div 0,8$  г/см<sup>3</sup>) и подстилающих их неогеновых ( $\Delta\sigma = 0,12 \div 0,2$  г/см<sup>3</sup>) образований. Однако опыта изучения базальтовых покровов с учетом этого эффекта пока еще не имеется. Вместе с тем установлено гравитационное проявление скрытых на глубине интрузий гранитоидных (в виде отрицательных аномалий силы тяжести) и ультраосновных (в виде положительных аномалий) пород.

Геомагнитная характеристика вулканогенных супербассейнов имеется по Малому Кавказу, Камчатке и Охотско-Чукотскому поясу.

Породы, слагающие супербассейны Малого Кавказа, по магнитным свойствам чрезвычайно дифференцированы. Максимальной магнитной восприимчивостью отличаются базальты и андезито-базальты, намагниченные как в прямом, так и обратном направлениях. Для них характерна высокая остаточная намагниченность, достигающая  $250\,000 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. При наземных магнитных наблюдениях ярко выделяются современные базальты и андезито-базальты, слагающие супербассейны; также четко фиксируются дайки основных пород, скрытые интрузиями, залегающими на небольшой глубине. При магнитных наблюдениях на большой высоте аномалии, связанные с покровами базальтов и андезито-базальтов, исчезают, что вызвано малой мощностью пород и знакопеременным характером создаваемых полей. Вместо них фиксируются региональные аномалии, приуроченные к крупным синклинальным (положительные) и антиклинальным (отрицательные) структурам. Также четко прослеживаются в магнитном поле зоны крупных разломов.

Породы супербассейнов Камчатки и окружающих их структур по магнитным свойствам также достаточно дифференцированы. Наибольшей магнитной восприимчивостью к характеризуются базальты и андезиты

плиоцен-четвертичного возраста — от 125 до  $7500 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Менее магнитны эфузивные и пирокластические породы неогена. Практически немагнитны аналогичные породы складчатого основания. Связанные с ними аномалии обычно обусловлены лишь интрузиями основного и ультраосновного состава. Гидротермально измененные породы любого состава практически немагнитны. В зоне вулканогенных супербассейнов отмечаются сложные пилообразные аномалии, обусловленные четвертичными вулканогенными образованиями. В бортовых частях депрессий часто наблюдаются интенсивные положительные аномалии (до 800 — 1200 нТп). Это либо цепочки ("четки"), либо полосовые аномалии. Те и другие связаны с интрузивными высокомагнитными породами вдоль зон глубинных разломов.

В области Охотско-Чукотского вулканогенного пояса гранитоиды мезозоя отличаются повышенной магнитностью; в остальном характеристики пояса и других супербассейнов идентичны.

Геотермическая характеристика вулканогенных супербассейнов достаточно специфична. Породы, слагающие эти структуры, характеризуются сравнительно низкой теплопроводностью  $\lambda$ . Так, величина  $\lambda$  для наиболее типичных пород этого типа структур в среднем составляет [в Вт/(м·К)]: для базальта — 1,45, для андезито-базальта — 1,69, для туфобрекции — 2,02, для лавы — 0,49 [6, 34].

Величина теплового потока  $q_t$  значительно варьирует — от 1,1 до 80 — 130  $\text{мВт}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$  (местами выше). Наибольшие значения  $q_t$  фиксируются в зоне действующих и потухших вулканов. Здесь же отмечается обилие термальных источников.

Низкая теплопроводность при высоких значениях тепловых потоков обеспечивает большие значения геотермических градиентов  $\Gamma$  в зоне вулканогенных супербассейнов и значительную их прогретость. В среднем геотермический градиент составляет 3—5 К/100 м, местами он увеличивается до 10—20 К/100 м (в зоне интенсивной гидротермальной деятельности, в непосредственной близости от вулканогенных очагов и т. п.). В отличие от артезианских бассейнов, где геотермический градиент заметно уменьшается с глубиной, в вулканогенных супербассейнах значение  $\lambda$  достаточно стабильно, поскольку породы значительно уплотнены.

Сведения о геоэлектрической характеристике супербассейнов имеются по Малому Кавказу и Камчатке. В Армении породы, слагающие супербассейны и подстилающие их структуры, по геоэлектрическим параметрам отличаются резкой дифференцированностью. Ошлакованные базальты во влажном состоянии характеризуются электрическим сопротивлением 50—200 Ом·м, сухие — 500—1000 Ом·м. Для сильноутрещиноватых базальтов  $\rho = 100 \div 200$  Ом·м, для массивных  $\rho = 1000 \div 3000$  Ом·м, местами до 10 000 Ом·м. Подстилающие их песчано-глинистые и вулканогенно-есадочные породы обладают сопротивлением, варьирующим от 2—10 до 50—100 Ом·м. Высокие сопротивления (500—1000 Ом·м и более) имеют массивные эфузивные породы палеогена, известняки верхнего мела, метаморфические породы докембрия — палеозоя.

При постановке ВЭЗ (ДЗ) на площади супербассейнов фиксируются

Таблица 9. Геоэлектрический разрез Гегамского нагорья (по данным Е.Г. Гуляяна, 1978 г.)

Номер горизонта	Удельное электрическое сопротивление, Ом·м	Мощность, м	Геологическая и гидрогеологическая характеристики горизонтов
1	20—40	2—70	Аллювиально-делювиальные образования
2	200—1000	10—50	Ошлакованные эффиузы;
3	200—10 000	200—500	Базальты, андезиты; сопротивление, равное 200—500 Ом·м, характеризует трещитовые водообильные породы, более высокое сопротивление — массивные, не-водообильные
4	100—500	50—1000	Водообильные разности лав: либо древний аллювий ( $O_1$ ), либо песчано-глинистые породы ( $N$ ), либо вулканогенно-осадочные толщи ( $P - N$ )
5	5—100	Нет сведений	Глины $P - N$ — региональный водоупор
6	Сравнительно высокое ( $\rho \rightarrow \infty$ )	—	Стратификация неясна, возможны карбонатные отложения ( $K_2$ ), залегающие ниже регионального водоупора, либо соленосные толщи ( $P - N$ ), либо породы фундамента ( $AR - PZ$ )

многослойные кривые. Например, в условиях Гегамского нагорья (вблизи оз. Севан) Е.Г. Гуляяном (1978 г.) установлен сложный геоэлектрический разрез (табл. 9), достаточно типичный для большинства супербассейнов Армении, когда лавы залегают над мощными песчано-глинистыми толщами палеогена — миоцен, слагающими артезианские бассейны. При отсутствии этих отложений разрез упрощается, однако геоэлектрически он становится менее дифференцированным: не всегда удается по ВЭЗ отделить базальты от метаморфического комплекса пород. С помощью ВЭЗ, МТЗ и других методов определена суммарная продольная проводимость пород  $S$ , перекрывающих метаморфический фундамент. Установлено, что в зоне супербассейнов, залегающих на артезианских бассейнах, величина  $S$  измеряется сотнями и даже тысячами сименсов, а в зоне супербассейнов, залегающих на гидрогеологических массивах, — 10—15 См и менее.

Близка к описанной геоэлектрическая характеристика супербассейнов Камчатки. Здесь часто массивные базальтовые покровы залегают на плотных породах складчатого основания; разделить их с помощью ВЭЗ не удается. Возможно это лишь тогда, когда нижняя часть разреза базальтовых лав характеризуется высокой трещиноватостью и соответственно низким сопротивлением.

Наиболее полно сейсмогеологические условия супербассейнов изучены на Малом Кавказе. Для разреза характерны следующие значения пластовых скоростей: рыхлые четвертичные отложения (аллювий, делювий) —

0,5–1,8 км/с; трещиноватые базальты плиоцен-четвертичного возраста – 0,7–2 км/с; массивные базальты того же возраста – 3–6 км/с; песчано-глинистые и эфузивно-осадочные отложения палеоген–неогена – 2–3 км/с; соленосно-глинистые породы в этой толще – 3,0–5,5 км/с; карбонатные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы среднего–верхнего палеозоя – верхнего мела – 2,6–4 км/с; метаморфические породы фундамента – 5,2–6,5 км/с. В целом пластовые скорости нарастают с глубиной. Аномально высокими скоростями обладают покровные базальты и соленосно-гипсоносные породы. В зоне артезианских бассейнов прослеживается серия препомняющих границ: поверхность массивных пород базальтовых покровов ( $v_r = 3 \div 4$  км/с), перекрытых рыхлыми четвертичными отложениями; кровля гипсоносно-соленосных пород ( $v_r = 3,5 \div 4,5$  км/с) и поверхность фундамента ( $v_r = 5,5 \div 6,5$  км/с). Иногда в подсолевой толще фиксируются еще две-три преломляющие границы.

Вулканогенные супербассейны Камчатки характеризуются исключительно сложной тектоникой. Здесь при проведении сейсмических работ КМПВ (МОВ опробован совершенно незначительно) прослеживается ограниченное число преломляющих горизонтов. Основным является горизонт, приуроченный к поверхности складчатого основания (верхний мел) с  $v_r = 4 \div 4,5$  км/с. В вышележащей толще иногда прослеживаются горизонты, видимо отличающиеся повышенной плотностью, с  $v_r = 2,3 \div 3,9$  км/с. В зонах разломов фиксируются дифрагированные волны. В результате сейсморазведочных работ КМПВ удается надежно изучить рельеф поверхности основания тектонических впадин, осуществить его геологическое картирование. Особенно ценны исследования по прослеживанию зон разломов и выявлению участков гидротермально-измененных пород, перспективных для обнаружения в их пределах термальных вод. Существенной помехой при проведении сейсморазведочных работ служат залегающие с поверхности базальтовые породы плиоцен-четвертичного возраста.

## 5. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МАССИВЫ

Гидрогеологические массивы наиболее четко выражены в области байкальской и более ранней складчатости, в пределах кристаллических щитов (Украинского, Балтийского, Алданского, Анабарского и др.). Широко распространены гидрогеологические массивы и в области палеозойской складчатости (на Урале, Тянь-Шане, Алтае, Таймыре, в Центральном Казахстане и др.). В зоне мезозойской и кайнозойской складчатости гидрогеологические массивы получили ограниченное развитие.

Средняя объемная плотность на Балтийском и Украинском щитах (область допалеозойской складчатости) для пород кристаллического фундамента составляет 2,65–2,75 г/см<sup>3</sup>; на Тянь-Шане, в Центральном Казахстане, на Алтае (область палеозойской складчатости) для складчатого основания 2,65–2,70 г/см<sup>3</sup>, для кристаллического фундамента 2,7–2,8 г/см<sup>3</sup>; в Верхояно-Чукотской области (область мезозойской складчатости) для складчатого основания 2,65–2,70, для кристаллического фундамента 2,75–2,80 г/см<sup>3</sup>; на Кавказе, Сахалине, Камчатке, Корякском

нагорье, Охотско-Чукотском поясе для складчатого основания 2,55 – 2,65 г/см<sup>3</sup>, для кристаллического фундамента 2,7–2,8 г/см<sup>3</sup> [2, 13, 28, 31, 38, 40 и др.].

Породы гидрогеологических массивов, сформированные в различных складчатых областях, отличаются от всех остальных гидрогеологических структур максимальной плотностью. Комплекс пород, образующий складчатое основание, повсеместно характеризуется несколько меньшей плотностью по сравнению с породами кристаллического фундамента (примерно на 0,10–0,15 г/см<sup>3</sup>).

Гравитационное поле над гидрогеологическими массивами в зоне древних щитов имеет достаточно спокойный характер. Аномалии слабо вытянуты, интенсивность их обычно меньше, чем в области более молодой складчатости. Тем не менее по гравитационным данным можно осуществить геологическое картирование. Особенно четко выделяются интрузии гранитов (минимумами силы тяжести) и ультраосновных пород (максимумами силы тяжести). Достаточно убедительно по гравитационным данным прослеживаются зоны разломов в виде гравитационных ступеней, узких зон минимумов и т. п. Иногда удается выделить антиклинальные и синклинальные зоны.

Гравитационные аномалии, обусловленные плотностной неоднородностью складчатого палеозойского основания, отличаются большей контрастностью, чем в зоне древних структур. Фиксируется заметная вытянутость аномалий (особенно для Урала и Тянь-Шаня, в меньшей мере для Центрального Казахстана), совпадающая в основном с простиранием основных структурно-формационных зон. При этом аномалии одного знака последовательно сменяются аномалиями другого знака. Четко отмечаются зоны крупных разломов. Для Урала типичны отрицательные гравитационные аномалии для антиклинариев и положительные для синклинариев. Обусловлено это тем, что к антиклинариям приурочены гранитные интрузии, а к синклинариям – мощные толщи основных эфузивов. Для Тянь-Шаня и других областей, наоборот, характерна приуроченность положительных гравитационных аномалий к антиклинариям, отрицательных – к синклинариям (И.М. Мелькановицкий, 1964 г.; Н.Я. Кунин, 1968 г. и др.). Объясняется это увеличением плотности пород с глубиной и слабым влиянием на распределение аномалий магматических пород, что дало основание по гравиметрическим данным рассчитать мощность пород складчатого основания, залегающих на кристаллическом фундаменте (Ф.Н. Юдахин, 1978 г. и др.). Близкая к описанной картина наблюдается в области гидрогеологических массивов в зоне мезозойской и альпийской складчатости.

Геомагнитная характеристика гидрогеологических массивов в целом достаточно специфична; при этом обнаруживаются определенные ее изменения в зависимости от возраста складчатости. Наиболее древние породы кристаллических щитов обладают сравнительно пониженными значениями магнитной восприимчивости  $\kappa$  и остаточного намагничения пород  $I_r$ . Породы низкой и средней степени метаморфизма практически немагнитны или слабомагнитны. Для пород высокой степени метаморфизма типичны

повышенные значения  $K$  и  $I_r$ . Широко распространенные в пределах щитов гранитоиды большей частью слабомагнитны или немагнитны. Основные и ультраосновные породы, хотя и обладают высокими значениями  $K$ , однако имеют небольшое распространение и поэтому в малой степени влияют на характеристику магнитного поля. Значительные изменения магнитных свойств связаны с разломами, в пределах которых зачастую происходит размагничивание пород, т.е. почти полное уничтожение остаточной намагниченности.

Магнитное поле древних массивов обычно носит мозаичный характер. Интенсивность аномалий редко достигает больших значений. Достаточно четко прослеживаются разломы, иногда контакты различных пород. В областях тектонической активизации, сопровождающейся магматическими процессами, магнитное поле становится более выразительным.

В области палеозойской складчатости наиболее кислые интрузивные породы (граниты, аляскиты и др.), как правило, слабомагнитны или практически немагнитны; напротив, гранодиориты и диориты, получившие широкое распространение, во многих районах магнитны (например, в Северном и Среднем Тянь-Шане); в других более редких случаях они практически немагнитны. Наблюдаемые здесь магнитные аномалии имеют много общего с гравитационными. Для многих структур (Урала, Тянь-Шаня) они характеризуются четкой вытянутостью, для других структур (Центрального Казахстана) приобретают мозаичный характер.

В области мезозойской и кайнозойской складчатости высокой магнитностью обладают эфузивные породы основного состава — базальты, андезиты и др. (КЗ—Р). Они характеризуются также (особенно породы кайно-типа облика) высокой остаточной намагниченностью — прямой и обратной. Гранитоидные интрузии, как правило, практически немагнитны или слабомагнитны.

Магнитное поле области мезозойской складчатости достаточно спокойно, и лишь приподнятые блоки земной коры, представляющие собой в тектоническом отношении срединные и остаточные массивы, а в гидрогеологическом — гидрогеологические массивы, отмечаются напряженным магнитным полем, насыщенным интенсивными положительными аномалиями (например, Колымский массив). Иную магнитную характеристику имеет Верхоянский мегантеклиниорий (гидрогеологический массив). Магнитное поле здесь спокойно, что обусловлено большой мощностью миогеосинклинальных немагнитных образований.

Магнитное поле области кайнозойской складчатости, особенно в зоне молодого вулканизма, весьма сложно: оно отражает влияние многих тектономагматических циклов. В целом характер магнитного поля мозаичный: здесь и крупные спокойные аномалии, связанные с породами метаморфического фундамента, и весьма интенсивные (до нескольких тысяч нанотесл), знакопеременные, сложной конфигурации, обусловленные лавами четвертичного возраста, и четко вытянутые, приуроченные к зонам глубинных разломов. Последние особенно хорошо фиксируются, если сопровождаются интрузиями основных и ультраосновных пород.

Геотермическая характеристика гидрогеологических массивов также в

Таблица 10. Значения  $q_t$  в зоне гидрогеологических массивов [2, 4–8, 35 и др.]

Возраст складчатости или тектонической активизации	Гидрогеологический массив	Средние значения $q_t$ , мВт/(м <sup>2</sup> ·с)
Докембрий	Балтийский щит, Украинский щит, Дэй-рульский массив, Прибайкалье и Забайкалье (вне рифтовой зоны)	38–40
Палеозой	Урал, Центральный Казахстан, Алтай-Саянская область (вне зоны альпийской активизации)	40–45
Мезозой	Верхояно-Чукотская область	Около 50–60
Кайнозой (или кайнозойская тектоническая активизация)	Северный Тянь-Шань, мегантиклинорий Большого Кавказа, Центрально-Камчатский срединный массив, Прибайкалье в области современных активизированных разломов (рифтовая зона)	50 80 90 130

известной мере связана с возрастом складчатости, в пределах которой сформированы эти массивы. Для плотных пород в целом характерны наиболее высокие значения теплопроводности  $\lambda$ . В зависимости от степени метаморфизации и литолого-петрографического состава пород средние значения  $\lambda$  варьируют от 2 до 4 Вт/(м·К), причем большие значения типичны для древних щитов и срединных массивов, меньшие — для молодых складчатых сооружений.

Гидрогеологические массивы, как правило, отмечаются низкими тепловыми потоками  $q_t$ , величина которых достаточно четко зависит от времени тектонической стабилизации того или иного массива (табл. 10). Лишь в зоне молодой складчатости или proximity от нее (в области тектонической активизации) вследствие мощных тектономагматических процессов величина  $q_t$  повсеместно возрастает, в том числе и в пределах гидрогеологических массивов.

Геотермические градиенты для гидрогеологических массивов в большинстве случаев низкие. Этому способствуют малые значения теплового потока и высокие значения теплопроводности. Геотермические градиенты по глубине практически стабильны. В целом рассматриваемые структуры прогреты в наименьшей степени (за исключением участков, активизированных в эпоху кайнозойской складчатости, и площадей вблизи проявлений молодого магнетизма). Для различных массивов характерны следующие значения геотермического градиента (в К/100 м): древние щиты — 0,7–1; Урал, Таймыр, Центральный Казахстан, осевая часть Большого Кавказа — 1–1,5; Тянь-Шань, Памир, Забайкалье и другие области альпийской активизации — до 2–3. Вблизи глубинных разломов геотермический градиент обычно резко увеличивается.

Электрическое сопротивление пород гидрогеологических массивов в области допалеозойской складчатости достигает в целом максимальных значений. Так, массивные магматические образования, а также породы

высокой степени метаморфизации имеют электрическое сопротивление, варьирующее от 1000 до 4000–5000 Ом·м (иногда более). Сопротивление различных сланцев низкой и средней степени метаморфизации может быть снижено до 100 Ом·м и менее. Для трещиноватых водообильных пород величина  $\rho$  меняется от 200 до 500–1000 Ом·м. Сопротивление пород, слагающих кору выветривания, уменьшается до нескольких десятков ом·метров. Кривыми ВЭЗ отмечается в целом градиентное нарастание сопротивления скальных пород с глубиной.

Породы, образующие гидрогеологические массивы в области палеозойской и мезозойской складчатости, по электрическому сопротивлению более дифференцированы. Наибольшим сопротивлением обладают (от нескольких сотен до тысяч ом·метров) массивные интрузивные, карбонатные породы и весь комплекс пород высокой степени метаморфизации. Минимальное сопротивление имеют слабометаморфизованные глинистые сланцы до 10 Ом·м и менее (И.М. Мелькановицкий, 1962 г.).

Существенная дифференцированность палеозойских пород иногда на ограниченных участках отмечается при вертикальном расчленении разреза с помощью электрических зондирований. Особенно заметна она между карбонатными и интрузивными породами, с одной стороны, и эфузивными и терригенными, с другой.

На Сахалине, Камчатке и Кавказе глубокометаморфизованные толщи мела – эоценха характеризуются практически бесконечным сопротивлением. Более сложной является характеристика верхнемеловой толщи, занимающей промежуточное положение между образованиями собственно геосинклинального и орогенного этажей. В одних случаях толща верхнего мела обладает сопротивлением 200–500 Ом·м, в других – 20–100 Ом·м. Высокое сопротивление фиксируется, когда верхнемеловые породы представлены преимущественно эфузивными, низкое – туфогенно-осадочными толщами.

Скорость продольных волн  $v_p$  в массивных породах в области допалеозойской складчатости варьирует от 5 до 8 км/с, в среднем составляя 5,5–6,5 км/с. Для кварцево-сертицовых и кристаллических сланцев, гнейсов, гранитов, мигматитов  $v_p = 5,1 \div 5,6$  км/с; для амфиболитов  $v_p = 5,4 \div 6,4$  км/с; для пироксенитов и перидотитов – до 8,2 км/с. В метаморфических породах фиксируется значительная сейсмическая анизотропность. В связи с трещиноватостью резко уменьшается скорость распространения упругих колебаний, увеличивается их затухание. Так, на Украинском кристаллическом массиве для массивных пород  $v_p = 5 \div 7$  км/с, для умеренно трещиноватых  $v_p = 3 \div 5$  км/с, для сильно трещиноватых  $v_p = 1,5 \div 3,0$  км/с. Благодаря этому с помощью КМПВ по величине граничной скорости  $v_r$  и ряду других признаков хорошо картируются зоны разломов, выходящие на поверхность кристаллического фундамента. Обычно по данным КМПВ фиксируется именно поверхность фундамента независимо от степени трещиноватости пород [28]. Но в то же время по этим данным не всегда можно оценить мощность зоны экзогенной трещиноватости. Применение МОВ, ГСЗ, сейсмологических наблюдений позволяет значительно расширить возможности сейсмических методов при

изучении гидрогеологических массивов. Например, с помощью МОВ можно оценить вертикальную мощность гранитных интрузивов, внедрившихся в породы складчатого основания (И.П. Михалев, 1968 г.).

Продольная скорость  $v_p$  в породах гидрогеологических массивов об-ласти палеозойской складчатости обычно варьирует в интервале 5–6 км. Наименьшие значения  $v_p$  отмечаются для сланцевых толщ и гранитных интрузивов, максимальные — для карбонатных массивных образований (И.М. Мелькановицкий, Р.А. Костромина, 1962 г.). Сейсморазведкой МОВ (реже КМПВ и другими методами) удается иногда проследить границу между складчатым основанием, сложенным палеозойскими толщами, и более древним кристаллическим фундаментом.

На территории Малого Кавказа, Сахалина и Камчатки с помощью КМПВ в разрезе гидрогеологических массивов установлены два скорост-ных горизонта: верхний, сложенный преимущественно породами мела (иногда сюда же можно включить частично породы палеогена и юры), и нижний, образующий кристаллический фундамент докембрийско-нижне-палеозойского возраста. Скорость распространения продольных волн в верхнем горизонте обычно изменяется от 4,5–5 до 5,5–6 км/с, в ниж-нем — от 5,5–6 до 6,5–7 км/с.

## 6. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ В КРИОЛИТОЗОНЕ

Типизацией гидрогеологических структур в криолитозоне занимались Б.Н. Достовалов, Н.И. Толстикhin, О.Н. Толстикhin и др. Наиболее полная классификация приводится в работах О.Н. Толстикхина [32 и др.]. В соот-ветствии с этой классификацией в криолитозоне и вне ее можно выделить две группы бассейнов пластовых и трещинных вод. Бассейны трещинных вод дополнены также "криогенными бассейнами напорных трещинных вод". Их главное отличие от гидрогеологических массивов (в обычном понимании) заключается в напорном характере подземных вод, создавае-мом мощным промерзанием зоны трещиноватости.

Низкая температура, обусловливающая образование мерзлых пород, способствует существенному изменению их физических свойств. Практически это особенно заметно при проведении геозелектрических, сейсмиче-ских и геотемпературных исследований.

Теплопроводность  $\lambda$  пород криолитозоны изучена недостаточно. Установлено, что величина  $\lambda$  уплотненных слабоувлажненных пород мало зависит от их температуры, т.е. тальные и мерзлые скальные породы имеют одинаковую теплопроводность. Напротив, теплопроводность рыхлых пород зависит от их криогенного состояния. Теплопроводность мерзлых сильнольдистых пород на 20–25 % ниже теплопроводности тех же пород в талом состоянии. Таким образом, артезианские бассейны геотермически закрыты, а бассейны трещинных вод, напротив, раскрыты.

Величина теплового потока  $q_t$  определяется в криолитозоне не только эндогенными, но и экзогенными факторами [4–6]. К экзогенным факто-рам в первую очередь относится общее похолодание климата в четвертич-ное время, которое привело к образованию мощной толщи многолетне-

мерзлых пород. Поскольку процесс охлаждения нестабилен во времени, в одних местах мерзлота деградирует, в других – развивается. Это наложило отпечаток на величину  $q_t$ . Там, например, где мощность многолетнемерзлых пород (ММП) составляет несколько сотен метров, в верхней части разреза  $q_t = 12 \div 35 \text{ мВт}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ , а под многолетнемерзлыми породами  $q_t = 35 \div 60 \text{ мВт}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$  [6]. Н.М. Фролов [5] отмечает убывание  $q_t$  в целом для всей криолитозоны с юга на север, в разрезе – снизу вверх. Он обращает внимание также на соответствие величины теплового потока современной климатической зональности, нарушенной лишь в зоне активного вулканизма.

В условиях криолитозоны помимо обычных факторов на распределение геотермического градиента  $\Gamma$  оказывает воздействие также мощная толща мерзлых пород. Если под этой толщей геотермические градиенты обычно варьируют от 2 до 4, то в пределах многолетнемерзлых пород величина  $\Gamma$  резко уменьшается до 0,3–0,4 К/100 м [5]. Температура в пределах мерзлой толщи колеблется от нуля до  $-(10 \div 15)^\circ\text{C}$  в зависимости от широты местности и мощности толщи. Аномально высокие температуры в разрезе пород криолитозоны отмечаются в зонах разломов, а также вулканогенных супербассейнов и вблизи крупных гранитоидных интрузий периода альпийского (или раннеальпийского) тектогенеза.

Общей закономерностью, характерной для всех видов мерзлых пород, является резкое увеличение их электрического сопротивления  $\rho$  по сравнению с талыми одноименными образованиями. При замерзании величина  $\rho$  массивных пород увеличивается в 3–5 раз, рыхлых пород – в десятки и даже сотни раз. Чем грубее состав их, тем больше возрастает сопротивление. Дифференциация по геоэлектрическим свойствам массивных пород в мерзлом и талом состоянии примерно одинакова; для осадочных пород она существенно увеличивается после их промерзания. Особенно заметно влияет на сопротивление пород изменение льдистости: чем выше льдистость, тем выше сопротивление пород. Наибольшая льдистость отмечается у крупнообломочных пород. Как показали исследования многих межгорных бассейнов, сопротивление многолетнемерзлых грубообломочных пород повышенной льдистости (10–30 % общей мощности разреза многолетнемерзлых пород) составляет 1000–100 000 Ом·м (в 5–20 раз выше сопротивления аналогичных образований незначительной льдистости). Снижение температуры мерзлых пород способствует повышению их сопротивления, причем на величине сопротивления заметно сказывается дисперсность пород (В.С. Якупов, 1968 г.). Степень минерализации замерзшей воды также оказывает существенное влияние на электрическое сопротивление мерзлых пород.

Верхняя часть геоэлектрического разреза резко меняется в разное время года. В летнее время в области распространения многолетнемерзлых пород образуется маломощный слой сезонного протаивания, насыщенный надмерзлотными водами и отличающийся сравнительно низким сопротивлением, измеряемым десятками – первыми сотнями ом-метров. В горных районах на участках положительного рельефа мощность зоны аэрации значительно увеличивается; здесь развиты морозные породы,

мало меняющие свои геоэлектрические свойства при температурах ниже нуля.

В криолитозоне в условиях бассейнов пластовых вод на кривых ВЭЗ фиксируется в верхней части разреза серия горизонтов, резко различающихся по электрическому сопротивлению. В то же время геоэлектрическая характеристика глубоких горизонтов (ниже ММП) остается по существу без изменений. Наиболее простая картина наблюдается, когда разрез сложен мощными литологически однородными терригенными образованиями. При такой ситуации в зимних условиях фиксируются кривые ВЭЗ типов КQ, QQ и др. [12 и др.], снижение сопротивления пород с глубиной связано с переходом многолетнемерзлых пород к талым. При значительной мощности ММП в верхней части разреза обычно фиксируются два слоя, из которых верхний характеризуется высокой льдистостью, а нижний — низкой или умеренной льдистостью. В летнее время в связи с созданием слоя сезонного протаивания указанные типы кривых ВЭЗ трансформируются соответственно в кривые типов АКQ, KQQ и др. При высокоомном экране, создаваемом ММП, уменьшаются возможности метода ВЭЗ в расчленении разреза талых пород, подстилающих ММП: обычно удается проследить лишь низкоомный надпорочный горизонт и на значительных глубинах — опорный высокоомный электрический горизонт, соответствующий фундаменту.

Намного меньше дифференцирован геоэлектрический разрез бассейнов трещинных вод. Если трещиноватость пород незначительная, то вообще не удается проследить подошву ММП. При наличии мощной зоны трещиноватости пород, особенно если подземные воды, насыщающие их, отмечаются повышенной минерализацией, геоэлектрическая дифференциация становится вполне ощутимой. Значительно сложнее картина, когда многолетнемерзлые породы сочетаются с различными по литологическому составу породами.

На характер геокриологических условий, а следовательно, и на геоэлектрическую характеристику изучаемых пород влияют, помимо отмеченных, многие другие факторы. В зонах разломов резко сокращается до полного выклинивания мощность ММП. Аналогичная картина наблюдается на площади крутых антиклинальных структур. Наличие древних погребенных долин с мощным подземным потоком также способствует сокращению мощности ММП.

Образующаяся в верхней части разреза мерзлая толща оказывает большое влияние на скоростной разрез [28 и др.]. В наибольшей мере меняется скоростная характеристика рыхлых песчано-глинистых пород, причем изменение скорости при переходе от талого состояния к мерзлому происходит скачкообразно. Так, скорость  $v_p$  в талых глинах составляет 1,6–1,8, а в мерзлых – 2,8–3,0 км/с; для рыхлых песков и галечников в талом состоянии  $v_p = 1,6 \div 2,2$  км/с, в мерзлом – 4–4,6 км/с. Одновременно с увеличением скорости  $v_p$  резко усиливается скоростная дифференциация мерзлых песчано-глинистых пород, что позволяет отделить породы существенно глинистого состава от грубообломочных.

Льдистость мерзлых пород заметно влияет на их скоростную характе-

Таблица 11. Средние значения некоторых геофизических параметров, характеризующих разрез основных типов гидрологических структур (по материалам Мингео СССР, АН СССР и др.)

Геофизический параметр	Гидрологические структуры	Кайнозой	Мезозой	Палеозой	Архей—протерозой
Объемная плотность, $\text{г}/\text{см}^3$	Артезианские бассейны всех типов	2,10	2,20	2,25	—
	Структуры промежуточного типа	2,42	2,60	2,64	—
	Гидрологические массивы	2,60	2,62	2,68	2,7
Скорость упругих волн, $\text{км}/\text{с}$	Артезианские бассейны всех типов	1,8	1,9	3,4	—
	Структуры промежуточного типа	3,5	4,0	4,2	—
	Гидрологические массивы	5,0	5,2	5,5	6,0
Теплопроводность, $\text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$	Артезианские бассейны всех типов	1,3	1,4	2,3	—
	Структуры промежуточного типа	1,8	2,2	2,5	—
	Гидрологические массивы	2,0	2,0	3,0	3,5

Примечание. Объемная плотность и скорость упругих волн даны для приповерхностной части разреза артезианских бассейнов и в среднем для всей толщи пород, слагающих соответствующие бассейны трациальных вод. В условиях артезианских бассейнов на глубине 2–2,5 км эти параметры примерно равны параметрам пород бассейнов промежуточного типа в приповерхностной части бассейна. Теплопроводность пород рассчитана как средневзвешенная величина для всего разреза гидрологической структуры.

ристику. Например, в Вилюйской синеклизе высокольдистые песчано-глинистые породы в интервале 0–50 м характеризуются скоростью  $v_p = 4 \text{ км}/\text{с}$ , а менее льдистые в интервале 50–150 м —  $v_p = 3 \div 3,5 \text{ км}/\text{с}$ , в то же время талые породы аналогичного состава обладают скоростью  $v_p = 1,6 \div 2,9 \text{ км}/\text{с}$ , постепенно возрастающей с глубиной.

Скорость  $v_p$  в скальных породах при их промерзании меняется незначительно: если для рыхлых пород она в среднем увеличивается в 1,5–2 раза, то для массивных пород — не более чем на 20 %. Скорость упругих волн в талых трещиноватых породах заметно ниже, чем в массивных. Так, в Верхояно-Чукотской области в трещиноватых породах складчатого основания, сложенного мезозойскими образованиями,  $v_p = 4 \div 4,4 \text{ км}/\text{с}$ ; а в массивных породах того же основания она увеличивается до 5–6 км/с. При промерзании как массивные, так и трещиноватые породы характери-

Таблица 12. Сравнительная обобщенная характеристика основных типов гидрогеологических структур

(помимо геофизических данных, приведенных в тексте, использованы геологические и гидрогоеологические материалы Б.Е. Антылко, А.А. Богданова, Н.В. Роговской, Л.Г. Соколовского, Н.И. Толстихина, О.Н. Толстихина, Л.Я. Яншина и др.)

Группы и типы гидрогоеологических структур	Обобщенная характеристика		
	Геологическая	Гидрогоеологическая	Геофизическая
Бассейны пластовых вод	Гидрогоеологические структуры в гумидной и аридной зонах		
Артезианские платформенные типы	Характерно пологое залегание пород, слабое развитие разрывной тектоники; породы преимущественно терригенные, карбонатные, хемогенные; верхняя часть разреза – в стадии диагенеза и раннего катагенеза, нижняя – преимущественно в стадии среднего катагенеза	Представляют собой крупные бассейны пластовых вод; ниже зоны грунтовых вод циркулируют преимущественно напорные пластово-поровые и пластово-трещинные воды	Значения плотности $\sigma$ , сопротивления $\rho$ , скорости упругих колебаний $v$ и теплопроводности пород покрова $\lambda$ минимальны по сравнению с этими параметрами других гидрогоеологических структур; с глубиной значения параметров заметно увеличиваются, но по площади меняются медленно; наблюдаемые физические поля весьма спокойные, обычно аномалии изометричны; величина теплового потока минимальная, особенно в дравних платформах; латеральная расчлененность разреза по геофизическим данным очень хорошая; опорные горизонты четко прослеживаются по всем бассейнам
Артезианские складчатых областей (межгорные артезианские бассейны)	Охватывают владины и прогибы областей кайнозойской складчатости и активизации. Дислокированность пород в целом слабая, усиливающаяся по периферии бассейнов. Развиты преимущественно терригенные, часто грубообломочные породы, реже карбонатные	Аналогичны артезианским бассейнам платформенного типа, но меньших размеров; сильно вытянуты и с более заметной изменчивостью гидрогоеологических характеристик по площади и разрезу	Геофизические характеристики межгорных артезианских бассейнов платформ аналогичны характеристикам бассейнов платформенного типа, однако в связи с большой тектонической напряженностью отмечается увеличение параметров $\sigma$ , $\rho$ , $v$ , $\lambda$ , особенно по периферии владин; геофизические поля более дифференцированы, аномалии приобретают вытянутый характер; величина $q$ ,

	<p>натно-хемогенные и вулканогенные. Литификация пород в центральных частях владин аналогична литификации в артезианских бассейнах платформенного типа, но более значительная по периферии и в глубоких горизонтах</p>		<p>сравнительно низкая, меньше, чем в артезианских бассейнах молодых платформ; разрез по геофизическим данным расчленяется хорошо, но из-за сложной тектоники прослеживаемость горизонтов заметно ухудшается</p>
Бассейны трещинных вод			
Артезианские	<p>Приурочены к областям каледонской и более молодой складчатости; это преимущественно средне-верхнепалеозойские, мезозойские владины, прогибы и внутренние зоны краевых прогибов всех складчатых систем; по характеру дислоцированности пород приближаются к краевым частям артезианских бассейнов; характерна интенсивная разломная тектоника; развиты терригенные, реже карбонатные и вулканогенные породы (в стадии среднего катагенеза)</p>	<p>Это бассейны пластово-тращинных и трещинных вод, приуроченные к отрицательным тектоническим структурам и отрицательным формам рельефа; часто на артезианские бассейны наложены артезианские бассейны с малой мощностью осадочного чехла</p>	<p>Геофизические параметры имеют промежуточные значения между параметрами межгорных артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов; по вертикали физические параметры меняются слабо, но весьма заметно по площади; геотермическая характеристика приближается к характеристике гидрогеологических массивов и в основном определяется возрастом складчатости; расчленение разреза по геофизическим данным вполне возможно, однако оно резко ухудшается из-за слабой в целом дифференцированности пород по физическим свойствам и мешающего влияния разломной тектоники</p>
Гидрогеологические альмассы	<p>Охватывают преимущественно антиклинальные структуры верхних ярусов сооружений областей</p>	<p>Являются бассейнами трещинных и трещинно-пластовых вод, приуро-</p>	<p>По большинству геофизических характеристик занимают промежуточное положение между артезианскими бассейнами и гидрогеологическими</p>

Группы и типы гидрогеологических структур	Обобщенная характеристика		
	Геологическая	Гидрогеологическая	Геофизическая
	кайнозойской и мезозойской, реже палеозойской складчатости; по сравнению с гидрогеологическими массивами складчатость более пологая; много разрывных нарушений; состав пород, степень их литификации и дислокированности – примерно такие же, как в артезианских бассейнах	ченных к крупным ложительным структурам и положительным формам рельефа	массивами (ближе к первым); величина $q$ , заметно меняется в зависимости от возраста складчатости
Вулканогенные супербассейны	Развиты преимущественно в эвгеосинклинальных зонах и краевых вулканических поясах областей кайнозойской складчатости; сложены преимущественно основными эффузивами и их пирокластическими аналогами (в стадии среднего катагенеза); залегание пород пологое	Это бассейны трещинно-пластовых и трещинных вод в толщах вулканогенных пород, наложенных на бассейны пластовых либо трещинных вод	По геофизическим характеристикам приближаются к артезианским бассейнам и адмассивам; особенность их – обилие магнитоактивных пород, создающих весьма интенсивные аномалии; наряду с нормальными отмечаются высокие значения $q$ ; по геофизическим данным возможно распределение на ограниченное число горизонтов разреза семи супербассейнов и отделение их в целом от подстилающих гидрогеологических структур
Гидрогеологические массивы	Приурочены к кристаллическим щитам, древним ядрам и нижним ярусам палеозойских и	Представляют собой бассейны трещинных и трещинно-жильных вод;	Параметры $\theta$ , $\rho$ , $v$ , $\lambda$ достигают максимальных значений; отмечаются обилие магнитоактивных пород, резкая дифференцированность наблюдаемых

более молодых складчатых сооружений; сложены главным образом метаморфическим и магматическим комплексом пород в стадии позднего катагенеза, метагенеза и регионального метаморфизма; характерны интенсивная складчатость, обилие разломов

плестовая циркуляция подземных вод практически отсутствует

мых физических полей, характеризующих неоднородность среды, главным образом по площади; величина  $q_f$  больше, чем в сопредельных артезианских бассейнах и вдольбассейнах, и увеличивается от древних к молодым складчатым сооружениям; по геофизическим данным удается отделить зону экзогенной трациноватости от зоны массивных пород, а также проследить разломы

### Бассейны пластовых и трещинных вод

Артезианские и артезианские гидрогеологические адмассивы; вулканогенные супербассейны; гидрогеологические массивы

### Гидрогеологические структуры в криолитозоне

Геологическая характеристика всех типов структур в аридной, гумидной зонах и криолитозоне в принципе не различается

Существенные отличия гидрогеологических условий в криолитозоне отмечаются преимущественно в верхней части разреза, главным образом в связи с водонепроницаемостью толщи многогодичнemerзлых пород

Гравитационные и геомагнитные характеристики в криолитозоне не претерпевают заметных трансформаций; существенные изменения касаются геотермических, сейсмогеологических и геоэлектрических условий в толще многогодичнemerзлых пород, особенно когда последние сложены рыхлыми терригennыми отложениями; величины  $\rho$  и  $u$  увеличиваются; геоэлектрический и сейсмогеологический разрезы усложняются, меняясь в различное время года; величины  $\lambda$  и  $q_f$  уменьшаются; геофизические характеристики разреза всех типов структур ниже толщи ММП остаются без существенных изменений; по геофизическим данным удается проследить кровлю и подошву ММП, выявить таликовые зоны и расчленить разрез ниже ММП так же, как это делается вне криолитозоны (однако экранирующее влияние толщи ММП осложняет решение последней задачи)

зуются примерно одним и тем же диапазоном изменения скоростей (4,8 – 6 км/с).

Наличие в верхней части разреза мерзлых пород заметным образом осложняет проведение сейсморазведки: меняются скорость, частота колебаний и уровень помех, в зоне узких таликов нарушается прослеживаемость осей синфазности.

В заключение рассмотрения геофизических характеристик основных типов гидрогеологических структур приведем средние значения некоторых геофизических параметров, характеризующих разрез этих структур (табл. 11), и обобщенную геологическую, гидрогеологическую и геофизическую характеристики структур (табл. 12). На рис. 1 показано распространение их на территории СССР. Совместный анализ геофизических параметров гидрогеологических структур позволяет установить, что каждая из гидрогеологических структур обладает специфической геофизической характеристикой. Это дает возможность по геофизическим данным опознать и оконтурить ту или иную гидрогеологическую структуру. Основные типы гидрогеологических структур можно расположить по закономерному изменению их гидрогеологических и геофизических характеристик в единый ряд: артезианские бассейны → адартезианские бассейны → гидрогеологические адмассивы → вулканогенные супербассейны → гидрогеологические массивы.

В этом ряду вертикальный градиент изменения физических свойств уменьшается, а горизонтальный увеличивается. Одновременно по геофизическим данным становится все более затруднительным латеральное расчленение разреза и, напротив, более эффективным расчленение геологической среды на вертикальные блоки по разломам.

## Глава II. ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ ДЛЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ. ПЕРСПЕКТИВЫ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ С ДРУГИМИ

На всех этапах региональных гидрогеологических работ необходимо использовать результаты наземных и скважинных методов геофизических исследований. Как отмечалось выше, геофизическая информация, используемая при разных видах региональных гидрогеологических исследований, существенно различается.

### 1. ОБЗОРНОЕ И МЕЛКОМАСШТАБНОЕ КАРТИРОВАНИЕ

Обзорное и мелкомасштабное гидрогеологическое картирование с использованием геофизических данных проводится, как правило, по имеющимся материалам, накопленным в результате многолетнего изучения территории. Необходимость в дополнительных полевых работах возникает лишь тогда, когда в геофизической изученности территории имеются "белые пятна". Методика таких работ принципиально не отличается от методики геофизических наблюдений при региональных геологических

**Таблица 13. Геофизические методы, результаты которых рекомендуется использовать при обзорных и мелкомасштабных гидрогеологических исследованиях**

Группы методов	Основные методы и модификации	Решаемые задачи	
Электроразведка	постоянным током	<p>Вертикальное (ВЭЗ) и дипольное (ДЗ) электрические зондирования</p> <p>Электропрофилирование (ЭП)</p>	<p>Большинство гидрогеологических задач в самых разнообразных природных условиях</p> <p>В условиях бассейнов трещинных вод: литолого-петрографическое картирование коренных пород, прослеживание зон разломов, оконтуривание участков трещинных пород; в условиях распространения многолетнемерзлых пород; оконтуривание остроморозных мерзлот, прослеживание таликовых зон и т. п.</p>
	переменным током	<p>Зондирование становлением электромагнитного поля (ЗСЕ, ЗСМ), метод теплурических токов (МТТ), магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) и др.</p>	<p>Оценка продольной электрической проводимости <math>S</math> пород, перекрывающих фундамент, изучение геоэлектрического разреза под высокомощными экранами (в том числе и под ММП); при использовании низкочастотных МТЗ – определение глубины залегания высокопроводящего горизонта земной коры с целью геотермического прогнозирования</p>
Сейсморазведка		<p>Корреляционный метод преломленных волн (КМПВ), метод отраженных волн (МОВ), метод общей глубинной точки (МОГТ), глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) и др.</p>	<p>Гидрогеологическая стратификация разреза бассейнов пластовых вод и бассейнов промежуточного типа, определение латерального изменения скоростных параметров пород для оценки (совместно с данными ВЭЗ и других методов) их различных гидрогеологических и геокриологических параметров, прослеживание зон разломов с выявлением их гидрогеологической характеристики</p>
Методы сейсмологии		<p>Сейсмологические наблюдения с передвижными станциями</p>	<p>Выявление зон глубоких разломов, в том числе тектонически (и гидрогеологически) активных, расчленение разреза на основные литолого-петрографические толщи и др.</p>
Магниторазведка		<p>Магнитная съемка вертикальной составляющей <math>Z</math> или полного вектора <math>T</math> магнитного поля в наземном и воздушном вариантах</p>	<p>Выявление в осадочном покрове эфузивных и экструзивных образований; литолого-петрографическое картирование пород фундамента (складчатого основания); прослеживание зон крупных разломов с оценкой их гидрогеологической роли</p>

Группы методов	Основные методы и модификации	Решаемые задачи
Гравиразведка	Гравиметрическая съемка	Решение примерно тех же задач, что и по данным магниторазведки; Кроме того, выявление локальных структур в осадочном покрове; изучение строения межгорных бассейнов; обнаружение погребенных древних долин; оценка зональных изменений плотности и пористости пород для последующих определений коллекторских и тепловых свойств пород
Термометрия	Терморазведка в мелких горных выработках и водоемах	Выявление зон разломов, обнаружение гидрогеологических "окон"; выяснение гидрогеотермических условий бассейнов; изучение геокриологических особенностей разреза

исследованиях [2, 13, 33 и др.] В зависимости от полноты исходных материалов и целей при региональных гидрогеологических исследованиях меняют масштаб карт и разрезов, оформляемых по имеющимся данным.

Практически все наземные геофизические методы, применяемые при изучении геологического строения территории, а также при поисках нефти газа, угля и некоторых других полезных ископаемых, содержат информацию, которую можно использовать для получения региональной гидрогеологической характеристики бассейнов пластовых вод. Однако наиболее эффективными являются методы электрических зондирований (ВЭЗ, ДЗ) и сейсморазведки (КМПВ, МОВ). Они позволяют более детально расчленить разрез на отдельные горизонты и блоки с оценкой их физических параметров, именно геоэлектрические и сейсмические параметры наиболее тесно связаны с гидрогеологическими характеристиками разреза. Резко возросла в последние годы роль магнитотеллурических зондирований (МТЗ), способствующих решению многих гидрогеологических задач при значительной глубине исследований.

При изучении бассейнов трещинных вод основными методами исследований служат магниторазведка, гравиразведка и электроразведка, дополняемые остальными методами. Ведущая роль первых двух методов определяется не только их эффективностью, но и тем, что с их помощью широко изучены горноскладчатые сооружения при поисках и разведке рудных месторождений. Электроразведка методом ВЭЗ, электропрофилирование (ЭП) и некоторые другие модификации, основанные на применении переменных высокочастотных полей, используемых в рудной разведке, также позволяют решить многие гидрогеологические задачи.

При региональном гидрогеологическом картировании в криолитозоне ведущими методами являются электроразведка (ВЭЗ), магнитораз-

ведка, термометрия, а в последние годы — гравиразведка и сейсморазведка.

При исследовании всех типов бассейнов в субмаринных областях для решения гидрогеологических задач могут быть использованы методы морской геофизики; особую ценность представляют данные сейсмоакустического профилирования, донного электропрофилирования и электроzonдирования.

В табл. 13 систематизированы сведения об используемых при обзорных и мелкомасштабных построениях результатах геофизических методов различного назначения<sup>1</sup>.

## 2. СРЕДНЕМАСШТАБНАЯ СЪЕМКА

Собранные и соответствующим образом обработанные при обзорном и мелкомасштабном картировании геофизические материалы составляют основу последующей среднемасштабной гидрогеологической съемки. Однако главным источником геофизической информации при этой съемке служат специальные наземные полевые работы, которые осуществляют совместно с гидрогеологическими наблюдениями. Заблаговременное выполнение обзорного или мелкомасштабного картирования позволяет правильно расположить участки среднемасштабной съемки, использовать при ее проведении более обоснованный комплекс наземных и скважинных геофизических методов и одновременно уменьшить глубинность исследований.

**Применяемые геофизические методы.** Из большого числа геофизических методов и модификаций при среднемасштабной гидрогеологической съемке могут быть использованы только некоторые. Комплекс применяемых методов определяет специфика производства, требующая как портативности аппаратуры, так и необходимости послойного расчленения разреза с соответствующей оценкой физических параметров пород.

Наиболее пригодны из методов электроразведки для среднемасштабной съемки вертикальное электрическое зондирование, дипольное зондирование и резистивиметрия в полевом варианте. Вертикальное электрическое зондирование — универсальный метод, подходящий для решения большинства задач. Наиболее эффективно использование ВЭЗ до глубин 500–600 м. При большей глубине целесообразно применять ДЗ, с помощью которого лучше удается проследить зоны разломов, выявить сравнительно пологие структуры, установить азимут падения пластов и т.п. Электропрофилирование применяют главным образом для выявления крутонаклонных контактов пород различного состава под сравнительно однородными и маломощными покровными образованиями (обычно не более 50–100 м). Чаще используют наиболее простые схемы — симметричное профилирование либо двойное симметричное профилирование. С помощью полевой резистивиметрии измеряют удельное электрическое

<sup>1</sup> Более подробно вопросы сброса и анализа фоновых материалов рассмотрены в работе [17].

сопротивление в придонном слое рек, озер, в источниках и шурфах. Вместе с термометрическими замерами это позволяет выявить места разгрузки подземных вод, осуществить геотермическое прогнозирование и решить другие задачи.

Сейсморазведку методом преломленных волн или корреляционным методом преломленных волн применяют для определения уровня грунтовых вод в рыхлых породах, расчленения разреза в широком диапазоне глубин на основные литологические комплексы пород, прослеживания под покровом рыхлых отложений зон трещиноватости и тектонических контактов и т.п. Реже используют метод отраженных волн. Стоимость сейсморазведки лока еще высока. Это ограничивает ее использование, заставляет во многих случаях заменять сплошное профилирование отработкой отдельных коротких профилей на наиболее сложных для интерпретации участках.

Магниторазведку используют при изучении магматических и метаморфических пород, когда требуется проследить зоны разломов и контакты пород различного петрографического состава либо оконтурить площади с интенсивной гидротермальной переработкой пород в связи с разгрузкой термальных и минеральных подземных вод. На ограниченных участках обычно применяют наземную магнитную съемку.

Гравиметрические исследования в виде площадной съемки или профильных наблюдений проводят для прослеживания древних погребенных долин, изучения геологического строения глубоких межгорных впадин и др. Использование гравиметрии при среднемасштабной съемке ограничивается требованием дорогостоящих топографических работ и сложных вычислений. Даже при положительных гравиметрических результатах удается проследить лишь одну границу раздела, причем не всегда возможна количественная интерпретация. Гравиметрические исследования ведутся, когда выполнение сейсморазведки и электроразведки малозэффективно.

Наряду с отмеченными основными методами в значительно меньших объемах на отдельных небольших участках, где требуется получить более надежные решения, могут применяться и другие геофизические методы, обычно используемые на стадии поисков и разведки подземных вод: методы вызванных и естественных потенциалов (ВП и ЕП), заряженного тела (ТМЗ) и др. [19, 20, 22]. Применение их требует, как правило, более густой сети наблюдений и большего объема параметрических замеров; результаты же отличаются большой зависимостью от местных условий. Все эти методы можно охарактеризовать как вспомогательные.

**Комплексирование геофизических методов.** Необходимость использования нескольких методов геофизической разведки обусловлена:

- а) неоднозначностью интерпретации результатов отдельных методов;
- б) невозможностью решения всех поставленных задач лишь одним методом;
- в) экономическими соображениями, когда высокозэффективные, но дорогостоящие исследования требуется сочетать с менее эффективными, сравнительно недорогими работами [3, 13, 20, 33 и др.].

Большинство специалистов под рациональным комплексом геофизических методов

понимают такое их сочетание, когда при минимуме проверочных геологических работ обеспечивается наиболее достоверное решение поставленных задач с наименьшими затратами.

Анализ геологической практики позволил нам установить некоторые общие закономерности, которые необходимо учитывать при выборе рационального комплекса геофизических методов. Так, чем проще природные условия, тем однотипнее полевые исследования и тем проще задача выбора рационального комплекса. Стадийность исследований — от обзорных к мелкомасштабным и далее к среднемасштабным — обеспечивает наиболее правильный выбор рационального комплекса. При выборе комплекса методов необходимо ориентироваться не на одну задачу, а на серию задач, решение которых может во всей полноте охарактеризовать гидро-геологическую обстановку.

Комплексирование можно выполнять по нескольким схемам: а) решая одну задачу несколькими методами; б) решая каждую из задач независимо отдельными геофизическими методами; в) решая одну задачу на базе решения других. Возможно и сочетание названных схем. Наиболее эффективна третья схема.

Имеются два пути выбора рационального комплекса: экспериментальный и расчетный. Первый путь (используемый на практике наиболее часто) основан на вероятностно-статистическом анализе опыта геофизических работ в сходных природных условиях. Главный недостаток способа заключается в необходимости обработки огромной информации. Второй путь базируется на применении математических методов анализа (в частности, теории информации), с помощью которых количественно оцениваются вклад в решение поставленных задач как каждого геофизического метода, так и их совокупности [3 и др.]. Этот путь позволяет также определить эффективность геофизических методов в сопоставлении с гидро-геологическими, ландшафтными и другими исследованиями. Однако сложность решений не позволяет все необходимые выводы обосновывать математически.

В настоящее время основу комплекса наземных геофизических методов при среднемасштабной съемке составляет электроразведка постоянным током (в одних случаях ВЭЗ, в других — ЭП). Все остальные применяемые при этом методы в той или иной мере дополняют ВЭЗ или ЭП. Наиболее часто используются следующие комплексы: а) вертикальное электрическое зондирование и сейсморазведка; б) вертикальное электрическое зондирование и электропрофилирование; в) вертикальное электрическое зондирование, электропрофилирование и магниторазведка; г) вертикальное электрическое зондирование и гравиметрия. Особенно целесообразно сочетать электроразведку и сейсморазведку. Высокая эффективность сейсморазведки уже сейчас позволяет использовать ее значительно шире, и лишь высокая стоимость сдерживает рост ее объема в общем объеме геофизических работ.

Гидрорежимные наблюдения. До настоящего времени гидрорежимные наблюдения с помощью геофизических методов применяли лишь при детальных исследованиях. При этом удавалось выявить изменения в уровне

грунтовых вод, водонасыщенности пород, засоленности грунтов, минерализации подземных вод, меозлатном состоянии пород и др. (В.В. Галаган, 1978 г.; В.А. Кириллов, 1967 г. и др.). Гидрорежимные исследования с теми же задачами можно проводить также на стадии среднемасштабных съемок. Наиболее благоприятные условия создаются при групповой съемке [29], когда одна геофизическая партия проводит работы на большой площади в течение 3–4 лет.

Особенность геофизических исследований при гидрорежимных работах заключается в высокой точности наблюдений и постановке эксперимента таким образом, чтобы обнаруживались изменения геофизических полей, связанные лишь с исследуемой гидрогеологической характеристикой. Вследствие этого в наибольшей мере изучаются качественные геофизические характеристики. Наблюдения выполняются в строго фиксированных на местности пунктах с помощью одних и тех же измерительных установок и концентрируются на участках, где предполагаются наибольшие изменения среды. Наблюдения могут носить точечный, профильный или площадной характер. Соответствующим образом выбирается и время исследований.

Повышенной чувствительностью при глубинных режимных наблюдениях отличаются скважинные гидрогеологические и каротажные методы, но из-за малого числа скважин их следует дополнять наземными геофизическими методами. Наибольшее применение получила электроразведка, позволяющая в большинстве случаев качественно, а иногда и количественно решить многие из перечисленных задач. Для решения более узкого круга задач могут быть привлечены также сейсморазведка и другие наблюдения.

**Системы геофизических съемок и густота сети наблюдений.** При полистной гидрогеологической съемке в зависимости от необходимости и некоторых других природных условий используют три системы геофизических наблюдений (либо сочетание их): а) площадную съемку; б) фрагментарную съемку; в) съемку на ключевых участках. Площадную съемку применяют преимущественно при изучении районов, характеризующихся спокойным рельефом и хорошей проходимостью. Фрагментарную съемку выполняют в горноскладчатых районах в наиболее доступных для практического освоения местах – в долинах рек, в узких межгорных впадинах, квостах и т.п. Иногда фрагментарную съемку применяют и в равнинных условиях, когда, например, наибольшая эффективность геофизических методов связана с речными долинами.

Способ ключевых участков целесообразно использовать в условиях чрезвычайно плохой проходимости местности (сильная заболоченность, сложный горный рельеф и т.п.). Сплошную сеть наблюдений заменяют отработкой разрозненных (ключевых) участков, которые используют одновременно для гидрогеологических и геофизических наблюдений. Их выбирают на основании результатов аэrolандшафтных исследований и изучения других геолого-геофизических материалов. На территорию одного листа карт среднего масштаба приходится 5–10 (иногда более) ключевых участков; общая их площадь – 5–10 % картируемой территории.

рии, при этом наземные геофизические исследования обычно проводят в масштабе 1:50 000. Ключевые участки желательно приурочивать к линиям, проведенным вкрест распространения основных морфоструктур. Все участки связывают между собой маршрутами аэровизуальных наблюдений, а также геофизическими профилями. Но в этом способе трудно увязывать результаты, полученные на отдельных участках. Поэтому способ следует применять в наиболее простых хорошо выдержаных геологических условиях.

В последние годы при геологических и гидрогеологических среднемасштабных исследованиях стали использовать групповую съемку. Основная особенность ее заключается в том, что силами одной гидрогеологической (геофизической) партии изучается площадь сразу нескольких листов, полностью охватывающих весь гидрогеологический район или какую-либо гидрогеологическую структуру. Работы ведутся последовательно от обобщенных исследований в пределах всей территории к детализации отдельных участков.

Для осуществления групповой съемки требуется включение в состав геофизических исследований способов и методов, позволяющих на первом этапе съемочных работ за короткий срок при сравнительно малых материальных затратах получить по всей территории предварительную геологическую характеристику. В качестве исходной информации на первом этапе можно использовать (в зависимости от природных и организационно-технических условий): а) результаты мелкомасштабного картирования по фондовым материалам; б) данные специально проведенных маршрутных работ с обычным комплексом геофизических методов; в) материалы аэро-геофизических и аэрокосмических ландшафтно-индикационных исследований. При такой постановке работы второго этапа должны носить либо фрагментарный, либо ключевой характер с использованием всех названных выше геофизических методов. Наибольшее применение среди них должны получить электро- и сейсморазведка, ориентированные главным образом на более глубинные исследования, поскольку приповерхностная часть разреза может быть в значительной мере изучена уже на первом этапе.

Выбор сети геофизических наблюдений определяется требованиями к точности и детальности результатов; степенью однородности геологических, гидрогеологических и геофизических условий и размерами изучаемых объектов; проходимостью местности, точностью полевых геофизических наблюдений; совершенством методики интерпретации. В настоящее время в гидрогеологической практике используется несколько приемов определения оптимальной сети наблюдений: 1) метод аналогий; 2) метод разрежения сети; 3) метод автокорреляции аномалий (Н.Н. Шарапанов и др., 1974 г.); 4) метод выявления случайно расположенных аномалиеобразующих тел требуемых размеров [З и др.]; 5) способ, в основе которого заложено требование к построению карт необходимых масштабов и сечений изолиний с изображением того или иного исследуемого параметра (Н.Н. Пузырев, 1959 г. и др.). В наибольшей мере применяется метод аналогий с определенной корректировкой на местные условия.

Таблица 14. Рекомендации по методике наземных геофизических исследований при среднемасштабной гидрогеологической съемке в различных природных условиях СССР

Опорный геофизический горизонт	Комплекс геофизических методов, примерные размеры установок	Система и сеть геофизических наблюдений
<b>Гидрогеологические структуры в аридной и гумидной зонах</b>		
<b>Артезианские бассейны платформенного типа</b>		
<p><b>Поверхность глин Р—Н на молодых платформах — поверхность карбонатного комплекса, на древних платформах — поверхность фундамента (складчатого основания) в краевых частях всех типов бассейнов.</b> Глубина исследования 200—400 м и более</p>	<p>ВЭЗ с <math>AB_{\max}</math> от 1—2 до 4—9 км (чередование по профилю ВЭЗ с малыми и большими разносами); Т3 МПВ для определения уровня грунтовых вод и уточнения литологии верхней части разреза; КМПВ (МОВ) на участках сложного строения для расчленения разреза, оценки трациноватости карбонатных пород, прослеживания зон разломов и др.; гравиразведка для оконтуривания погребенных долин; резистивиметрия совместно с термометрией для выявления зон разгрузок подземных вод; магниторазведка в комплексе с ЭП при <math>AB = 200 \div 500</math> м для картирования траппов</p>	<p>1. Площадная съемка. Сеть ВЭЗ при наличии погребенных долин (5—6) <math>\times</math> <math>x 1</math> км; в остальных случаях — (8—10) <math>\times</math> (1—2) км; протяженность профилей КМПВ — в объеме до 10—20 % общей длины электроразведочных профилей; Т3 МПВ — от нескольких десятков (в гумидной зоне) до 50—100 пунктов (в аридной зоне); гравиразведка на отдельных участках по сети (2—5) <math>\times</math> <math>x 0,1</math> км; магниторазведка и ЭП на ограниченных участках по сети (0,5—1) <math>\times</math> <math>x (0,025 \div 0,050)</math> км, реже — по разрозненным маршрутам; резистивиметрия и термометрия — по отдельным маршрутам с шагом 0,2—0,5 км</p> <p>2. Фрагментарная съемка. ВЭЗ по сети (2—4) <math>\times</math> <math>x (0,2 \div 1)</math> км, отдельные маршруты ВЭЗ вдоль долин рек и через водоразделы; ВЭЗ с большими разносами <math>AB_{\max}</math> — через 2—5 км; остальные наблюдения, как при площадной съемке</p> <p>3. Съемка по системе ключевых участков. Используется редко в наиболее простых условиях, например в Западно-Сибирском артезианском бассейне</p>

Опорный геофизический горизонт	Комплекс геофизических методов, примерные разметры установок	Система и сеть геофизических наблюдений
<b>Артезианские бассейны межгорного типа</b>		
Подошва грубообломочных отложений; кровля глин регионального водоупора; поверхность карбонатно-хемогенных отложений или складчатого основания. Глубина исследований от 200—300 до 1000—1500 м и более в зависимости от мощности грубообломочных отложений конусов выноса или глубины фундамента	ВЭЗ с $AB_{\max}$ от 2—4 до 8—10 км (чередование ВЭЗ с большими и малыми разносами $AB$ ); ТЗ МПВ для определения уровня грунтовых вод, литологий верхней части разреза; гравиразведка для изучения тектоники глубоких владин; КМПВ (МОВ) для глубинных исследований	Площадная съемка. Сеть ВЭЗ (4—6) $\times$ (1—2) км; ТЗ МПВ — до 100—200 пунктов в аридной зоне: гравиразведка в масштабе 1 : 100 000—1 : 200 000; магниторазведка — по отдаленным профилям с шагом 0,025—0,05 км; КМПВ — один-два профиля вдоль и вкрест простирации бассейна
<b>Адартезианские бассейны</b>		
Поверхность промежуточного структурного этажа, мощных карбонатных пород либо складчатого основания (фундамента). Глубина исследования от 300—500 до 1000—1500 м	ВЭЗ, ТЗ МПВ и гравиразведка — по методикам, используемой в межгорных бассейнах; магниторазведка для картированиямагматических тел; КМПВ (или МОВ) для исследования промежуточного структурного этажа	Площадная и фрагментарная съемка, реже — способом ключевых участков. Методы ВЭЗ, ТЗ МПВ, магниторазведка, термометрия и резистивиметрия в основном для детального изучения приповерхностной части разреза; КМПВ (МОВ) и гравиразведка для глубинных исследований. Сеть наблюдений примерно такая же, как при изучении межгорных артезианских бассейнов
<b>Гидрогеологические адмассивы</b>		
Поверхность складчатого основания, границы раздела карбонатных и терригенных пород, вулканогенных и осадочных образований и т. п. Глубина исследований до 200—500 м и более	ВЭЗ преимущественно с $AB_{\max}$ от 2,0 до 4—6 км и более; ЭП с $AB$ от 0,1 до 0,5—0,7 км; магниторазведка совместно с ЭП при наличии в разреземагнитоактивных пород; ТЗ МПВ в отдельных пунктах в аридной зоне для определения уровня грунтовых вод; в редких случаях КМПВ или МОВ для прослеживания зон разломов и расчленения слабометаморфизованных пород; в условиях гумидной зоны жалатель-	1. Площадная съемка. В полузакрытых районах сеть ВЭЗ (2—4) $\times$ (0,5—1) км; ЭП и магниторазведка по разрозненным маршрутам с шагом 0,05—0,10 км; МОВ или КМПВ — по нескольким профилям; ТЗ МПВ — в нескольких десятках пунктов. В отдельных районах: ЭП в комплексе с магниторазведкой по сети (1—4) $\times$ (0,025—0,5) км; ВЭЗ — по электропрофилям через 0,5—2 км 2. Фрагментарная съемка. Отдаленные маршруты по

Опорный геофизический горизонт	Комплекс геофизических методов, примерные размеры установок	Система и сеть геофизических наблюдений
	но проведение резистивиметрии и термометрии	площадям, доступным для хозяйственного освоения; ВЭЗ по сети $(2-10) \times (0,25-1)$ км; ЭП и магниторазведка с шагом 0,025–0,05 км; резистивиметрия и термометрия в гумидной зоне вдоль рек с шагом 0,25–1 км; ТЗ МПВ – в ограниченном объеме
<b>Вулканогенные супербассейны</b>		
Поверхность подлавовых образований. Глубина исследований от 100–200 до 1000–1500 м	ВЭЗ с $AB_{\max} = 2 \div 4$ км, иногда до 8–10 км; магниторазведка и гравиразведка (обычно по готовым материалам); резистивиметрия	Система отдельных маршрутов, приуроченных к отрицательным формам рельефа. Сеть для ВЭЗ $(5-10) \times (0,5-1)$ км. Шаг наблюдений: при магниторазведке 0,025–0,05 км; при резистивиметрии и термометрии 0,2–0,5 км
<b>Гидрогоеологические массивы</b>		
Поверхность монопитных пород фундамента. Глубина исследований 50–200 м	ВЭЗ с $AB_{\max} = 1 \div 2$ км и ЭП двухгоризонтное с разносами $AB$ , составляющими несколько сотен метров; ЭП комплексируется с магниторазведкой, применяются также резистивиметрия и термометрия	Площадная либо фрагментарная съемка. ВЭЗ по долинам рек – $2 \times (0,2-0,5)$ км; на водоразделах $5 \times 1$ км; резистивиметрия и термометрия в гумидной зоне с шагом 0,2–0,5 км по отдельным маршрутам; ЭП и магниторазведка иногда совмещаются с ВЭЗ, шаг наблюдений 0,025–0,05 км
<b>Гидрогоеологические структуры в области распределения многолетнемерзлых пород</b>		
Поверхность фундамента или складчатого основания; подошва толщи ММП; границы раздела карбонатных и терригенных, вулканогенных и осадочных образований и т. п. Глубина исследований в артезианских бассейнах и бассей-	ВЭЗ с $AB_{\max} = 0,5 \div 1$ км в комплексе с двухгоризонтным ЭП при разносе $AB$ , составляющем несколько сотен метров, и разносе $AB'$ , равном нескольким десяткам метров; для глубинных исследований – ВЭЗ с $AB_{\max} = 4 \div 6$ км и более,	Праймущественно фрагментарная съемка, раже площадная и съемка по системе ключевых участков. Фрагментарная съемка дополняется маршрутными исследованиями Артезианские бассейны. Сеть ВЭЗ в условиях равнинного рельефа $(5-10) \times$

Продолжение табл. 14

Опорный геофизический горизонт	Комплекс геофизических методов, примерные размеры установок	Система и сеть геофизических наблюдений
нах промежуточного типа до 300–500 м (иногда более), в гидрогеологических массивах – до 100 (реже до 200 м)	при наличии в разрезе магнитовактивных пород – магниторазведка; резистивиметрия и термометрия для прослеживания зон активных разломов, выделения участков разгрузки подземных вод; при необходимости изучения тектонники и выявление древних долин гравиразведка масштабе 1 : 100 000–1 : 200 000 в комплексе с ВЭЗ, реже сейсморазведка	<p>х (1–2) км, в условиях пересеченного рельефа – (2–5) × (0,5–1) км; при маршрутных исследованиях шаг ВЭЗ с <math>A\theta_{max} = 1 \div 2</math> составляет 1–2 км, с <math>A\theta_{max} = 4 \div 6</math> – в 3–5 раз реже; шаг наблюдений при магниторазведке 0,025–0,1 км, при резистивиметрии и термометрии 0,2–0,5 км; наиболее густая сеть для бассейнов межгорного типа</p> <p><b>Гидрогеологические массивы</b></p> <p>Сеть ЭП – (1–2) × х (0,025) – 0,05 км, шаг наблюдений: ВЭЗ 0,2–0,5 км; магниторазведка 0,025–0,05 км; резистивиметрия и термометрия 0,1–0,2 км</p> <p><b>Бассейны промежуточного типа</b></p> <p>Такая же система наблюдений, что и при изучении гидрогеологических массивов, дополнительно отдельные маршруты ВЭЗ с большими разносами <math>A\theta_{max}</math></p>

**Примечание.** Расположение бассейнов подземных вод различных типов дано на рис. 1.

**Особенности методики наземных геофизических работ в различных природных условиях.** В табл. 14 приведены рекомендации по методике геофизических работ при гидрогеологической съемке. Все данные об объемах работ сделаны из расчета изучения территории одного листа карты международной разграфки со средней площадью около 5 тыс. км<sup>2</sup>. В таблице также приведены сведения о сети наблюдений. Они весьма ориентировочные, получены на основании статистической обработки материала и подлежат уточнению в каждом конкретном случае в зависимости от реальных условий изучаемых объектов.

### 3. ПЕРСПЕКТИВЫ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ НАЗЕМНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ С АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИМИ, КОСМИЧЕСКИМИ И ДРУГИМИ

Наземные геофизические методы, составляющие основу геофизических исследований при региональных гидрогеологических построениях, должны комплексироваться с другими видами наблюдений, в первую очередь с традиционными гидрогеологическими. В настоящее время привлекает внимание проблема "внешнего" комплексирования геофизических методов (В.В. Бродовой, 1981 г.), т.е. сочетания их с рядом других методов<sup>1</sup>, среди которых особенно актуальное значение имеют новые, развивающиеся в настоящее время методы: аэрогеофизические, геохимические, ядерно-физические, ландшафто-индикационные, аэрокосмические. Для большинства этих методов характерна возможность быстрого гидрогеологического изучения больших труднодоступных территорий при сравнительно низких затратах; в то же время они, как правило, отличаются малой глубинностью и ограниченными возможностями при расчленении разреза на водоносные и водоупорные комплексы, при количественной послойной оценке фильтрационных свойств пород и др. В связи с этим целесообразно сочетание указанных методов с традиционными наземными и скважинными геофизическими, причем последние должны быть ориентированы в основном на глубинные исследования.

**Аэрогеофизические методы.** Эти методы включают в себя электроразведку и магниторазведку, инфракрасную и гамма-спектрометрическую съемку и др.

Электроразведку при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях в СССР начал применять в 60-х годах О.М. Мясковский, внесший большой вклад в разработку метода радиокип. Однако отсутствие серийной аппаратуры сдерживало внедрение в практику метода. В настоящее время имеется целая серия станций, использующих естественные и искусственные электромагнитные поля, с помощью которых проводятся с большим эффектом поиски и разведка разнообразных месторождений рудных полезных ископаемых (Н.П. Ильина и др., 1975 г.; Ф.М. Персиц и др., 1975 г.). Аппаратура вполне пригодна для гидрогеологических и инженерно-геологических исследований при глубине разведки до 200–300 м. С помощью различных модификаций аэроэлектроразведки можно выявить участки, где имеется разгрузка подземных вод или на небольшой глубине залегают грунтовые воды, обнаружить древние погребенные долины, проследить зоны разломов и интенсивной трещиноватости, выявить и оконтурить таликовые зоны и участки островной мерзлоты, районировать территорию по степени засоленности почвенного слоя и т.п.

Квантовые аэромагнитометры позволяют регистрировать в отличие от применявшимся ранее феррозондовых магнитометров самые незначительные магнитные аномалии – до 3–5 нТл (Б.П. Травников и др.,

<sup>1</sup> "Внешнему" комплексированию В.В. Бродовой противопоставляет "внутреннее", к которому относит сочетание различных геофизических методов.

1979 г.). С помощью таких наблюдений можно оконтуривать пологие структуры в платформенном покрове, прослеживать области распространения грубообломочных пород (на фоне более тонкообломочных отложений), выявлять в кристаллических породах зоны дробления, с которыми могут быть связаны пресные, минеральные и термальные воды, расчленять слабомагнитные гранитоиды и метаморфические толщи на отдельные петрофизические разности. Решение этих задач представляет чрезвычайно большой интерес при региональных гидрогеологических исследованиях.

Современная инфракрасная съемка дает возможность обнаружить на поверхности Земли аномалии интенсивностью до  $0,1^{\circ}\text{C}$  (Г.С. Выприцкий, 1977 г. и др.). С ее помощью можно выявлять на поверхности Земли и на дне водоемов места разгрузки различных типов подземных вод, в том числе и термальных, осуществлять картирование в криолитозоне, выделяя участки с мерзлыми и тальми породами и др.

Аэрогамма-спектрометрическая съемка в настоящее время пришла на смену аэrogамма-съемке. Усовершенствование аппаратуры позволило перейти от поисков урановых месторождений к детальному геологическому картированию пород, характеризующихся слабой радиоактивностью. Задачи расчленения пород по вещественному составу, прослеживания активных разломов и зон дроблений, выявления участков разгрузки подземных вод, обогащенных радиоактивными элементами, представляют несомненный интерес для гидрогеологии (А.В. Ефимов, 1977 г. и др.).

Таким образом, аэрогеофизические наблюдения позволяют решить многие гидрогеологические и инженерно-геологические задачи. Преимущества по сравнению с наземными вариантами этих методов заключаются в одновременном сочетании широкого комплекса геофизических, ландшафтных и геодезических наблюдений, что дает взаимно увязанную информацию. Преимуществом аэрогеофизических наблюдений является также и то, что методика проведения их при картировании рудных, угленосных, нефтегазоносных и других регионов мало отличается от методики работ, ориентированных на гидрогеологические исследования. Таким образом, представляется целесообразным проводить систематическое аэрогеофизическое изучение территории страны, ориентируясь на весь комплекс полезных ископаемых.

Однако аэрогеофизические работы не могут полностью заменить наземные геофизические исследования, поскольку аэрогеофизические наблюдения в целом характеризуются малой глубинностью. Главная задача их — выяснение закономерностей распределения по площади различных физико-геологических характеристик, что обеспечивает проведение надежного гидрогеологического районирования.

Внедрение аэрогеофизических наблюдений в практику гидрогеологических съемок требует в настоящее время решения ряда сложных проблем, в частности: создания единого технологического комплекса, позволяющего вести на воздушном корабле аэрогеофизические, аэроландшафтные и аэрогеодезические наблюдения с одновременным вводом информации в ЭВМ; разработки методики гидрогеологической интерпретации полученной информации и др.

**Геохимические исследования.** Среди разнообразных гидрогеологических исследований особый интерес при региональном картировании представляет гелиевая съемка. В результате работ сотрудников ВИМС (В.Н. Башорин и др., 1974 г.; А.Н. Еремеев и др., 1971 г.) гелиевая съемка стала широко применяться при структурно-геологическом картировании, особенно при выявлении проникаемых разрывных нарушений земной коры. Однако не зная хорошо геологической обстановки, нельзя правильно интерпретировать результаты гелиевой съемки. Комплексирование гелиевой съемки с наземными геофизическими наблюдениями позволяет не только обнаружить разломы, но и охарактеризовать их, подразделив на "активные" и "пассивные", выделить участки разломов, где отсутствуют мощные глинистые экраны и где можно предполагать интенсивную связь глубоких подземных вод и насыщающих их флюидов с грунтовыми водами.

**Ядерно-физические (радиоизотопные) методы.** Эти методы применяют в гидрогеологии для решения ряда задач, в том числе для изучения движения подземных вод. При исследовании гидравлической связи различных горизонтов подземных вод целесообразно использовать геофизические и традиционные гидрогеологические методы для обоснования фильтрационных схем. Решения только изотопными методами окажутся недостаточно увязанными с конкретной гидрогеологической обстановкой. Ядерно-физические методы зачастую дают хотя и количественную, но интегральную характеристику того или иного процесса в целом по крупному региону, а геофизические, напротив, — локальную, но без количественных оценок. Совместное использование обоих методов должно обеспечить более оптимальные результаты.

**Космические ландшафтно-индикационные наблюдения.** В настоящее время ведущая роль при региональных гидрогеологических исследованиях принадлежит методам космофотосъемки (КФС), позволяющим решать основные задачи картографирования и изучения гидрогеологических условий крупных территорий (А.В. Садов, А.Л. Ревzon, 1979 г.).

У большинства специалистов целесообразность комплексирования геофизических и космических исследований при региональных гидрогеологических съемках не вызывает сомнений, однако использование методов до настоящего времени идет независимыми путями, что в конечном счете дает лишь простое (арифметическое) суммирование получаемых результатов. Анализ накопленных материалов показывает, что при умелом сочетании названных методов можно добиться значительно большего эффекта, поскольку они органически дополняют друг друга [21].

Космические и геофизические методы характеризуются многими чертами сходства: а) общностью физических основ, связанных с изучением различных естественных и искусственных полей Земли, создаваемых геологическими и гидрогеологическими объектами; б) универсальностью, позволяющей с определенной степенью достоверности решать самые разнообразные задачи региональной гидрогеологии; в) региональностью, способствующей изучению огромных территорий в кратчайший срок при значительно меньших затратах по сравнению с другими методами; г) соот-

вествием между масштабностью (степенью генерализации) и глубинностью исследований; д) высокой информативностью при изучении геолого-структурных элементов земной коры, имеющих важное геологическое и гидрогеологическое значение; е) простотой кодирования геофизической и космической информации при использовании ЭВМ для ее обработки.

Вместе с тем отмечаются различия между космическими и геофизическими методами, обусловливающими в отдельных случаях преимущества одних методов по отношению к другим. Основные преимущества космических методов – большая обзорность, интеграция и генерализация отображения природных объектов по площади, соответствующая масштабам исследований, что обеспечивает точность картирования и привязки объектов исследования, оперативность получения информации, в том числе и в труднодоступных районах, возможность получения принципиально новой информации, которую часто невозможно установить при более детальных исследованиях (в частности, при изучении разломной тектоники), высокая разрешающая способность при площадном выделении однотипных по природе и размерам геологических объектов. Геофизические методы, в свою очередь, имеют ряд преимуществ перед космическими. Сюда следует отнести большую степень однозначности геофизической интерпретации, более высокую разрешающую способность при выделении гидрогеологических объектов по глубине (от долей метров до многих километров), возможность получения более полной количественной гидрогеологической информации. Таким образом, геофизические и космические методы хорошо дополняют друг друга при решении сложных задач [21].

В целом анализ геолого-экономической эффективности традиционных и новых методов исследований в региональной гидрогеологии позволяет утверждать, что традиционные гидрогеологические методы исследования являются основой всех других видов наблюдений, используемых в региональной гидрогеологии, однако высокая стоимость горно-буровых и опытных работ требует сокращения их объема за счет привлечения геофизических, аэрокосмических и других методов. Вследствие универсальности и практически не ограниченной глубинности наземных геофизических методов особенно эффективно их использовать при региональных гидрогеологических исследованиях. Необходимо ориентировать наземные геофизические методы на глубинные исследования, поскольку космические и аэро-геофизические наблюдения более эффективны при изучении приповерхностной части разреза. По геолого-экономической эффективности ландшафтные аэрокосмические и аэро-геофизические наблюдения близки. Однако в настоящее время для широкого практического внедрения несравненно большие предпосылки имеют космические наблюдения. С помощью геохимических и ядерно-физических методов можно решить ряд важных задач (которые весьма трудно решить другими методами). Эти методы нуждаются в гидрогеологической привязке, для чего в первую очередь можно использовать геофизические методы.

## **Глава III. ВОПРОСЫ МЕТОДОЛОГИИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

В настоящем разделе рассматривается совокупность общих приемов гидрогеологической интерпретации геофизических материалов и обосновывается последовательность их обработки при всех видах региональных исследований.

### **1. ПРИНЦИПЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ**

Интерпретация геофизических данных может быть подразделена на собственно геофизическую и гидрогеологическую. Подразделение это в значительной мере условно, и не всегда удается провести четкую грань между названными категориями, тем не менее разница между ними достаточно ощутима.

Собственно геофизической интерпретацией можно назвать расчленение геологической среды на отдельные абстрактные физические тела, ограниченные определенными геометрическими поверхностями и характеризующиеся некоторыми физическими параметрами. Ее выполняют в соответствии с общими положениями по геофизическим методам, используемым при геологических исследованиях. Однако такая обработка геофизических данных позволяет решить лишь немногие гидрогеологические задачи, например проследить в разрезе основные маркирующие поверхности. При гидрогеологической интерпретации физические тела трансформируются в гидрогеологические (пласты, горизонты и т.п.) с наделением их конкретными гидрогеологическими параметрами, определяющими как геоматрию среды, так и ее водно-физические свойства. В отдельных случаях по геофизическим данным можно непосредственно наблюдать некоторые гидрогеологические процессы, например фильтрацию подземных вод.

**Непрерывная характеристика гидрогеологических условий.** В соответствии с задачами региональных исследований гидрогеологическая интерпретация охватывает все основные направления исследований, включающих гидрогеологическую стратификацию разреза, изучение гидрохимических, гидродинамических, гидрогеотермических и гидрогеокриологических условий. Перед геофизиками ставятся примерно те же задачи, что и перед гидрогеологами, но детальность и точность геофизических решений, как правило, ниже. Однако при взаимной увязке гидрогеологических и геофизических данных конечные результаты характеризуются большой достоверностью, поскольку геофизические материалы способствуют надежной интерполяции и экстраполяции показателей, полученных по редкой сети гидрогеологических скважин. Успешному решению многообразных задач способствует соблюдение стадийности исследований — от обзорных масштабов к мелким и далее к средним. Чем меньше масштаб результативных карт, тем больше глубинность геофизических исследований.

Анализ геофизических данных позволяет также делать заключения об

особенностях гидрогеологических условий в геологическом прошлом, обеспечивая палеогидрогеологические реконструкции. Например, можно выявить преобразование состава значительных толщ пород в зоне гидрогеологически активных, длительно существующих разломов или других разновидностей гидрогеологических "окон". Проведение с помощью геофизических методов режимных наблюдений дает возможность осуществлять контроль за резкими изменениями гидрогеологических характеристик, особенно под влиянием техногенных факторов.

Таким образом, геофизические исследования помогают создать практически непрерывную в пространстве и времени и более полную гидрогеологическую характеристику изучаемых структур.

С помощью геофизических методов необходимо изучать не только те объемы среды, для которых нужно получить гидрогеологическую характеристику, но и сопредельные с ними. Связано это с особенностью исследуемого объекта — подземной воды, находящейся в непрерывном движении, когда ее характеристика в любой точке в данный момент времени является результатом преобразований, совершающихся по всему пути фильтрационного потока. Следовательно, при региональных исследованиях требуется изучать обширные площади, охватывающие области питания, транзита и разгрузки потока, в широком диапазоне глубин. Необходимо сочетать геофизическое исследование зоны активного водообмена с изучением нижележащих зон замедленного и весьма замедленного водообмена, поскольку гидрогеологические характеристики всех зон взаимосвязаны. Строение глубинных горизонтов земной коры находится в определенной связи с особенностями циркулирующих в верхних горизонтах подземных вод. В наибольшей мере это касается характеристики термальных и минеральных вод.

**Последовательность применения приемов интерпретации.** Поскольку с помощью геофизических методов можно фиксировать физические и химические свойства воды и изучать геологическое строение среды, в которой движутся подземные воды, представляется целесообразным исследовать по геофизическим данным всю совокупность природных факторов, решающим образом влияющих на гидрогеологические условия. Это особенно желательно при региональных исследованиях, когда постоянно испытывается недостаток в гидрогеологической информации, а стоящие задачи многообразны и сложны.

При решении гидрогеологических задач геофизическими методами рекомендуется:

- а) исследовать особенности складчатой и разломной тектоники;
- б) определить литолого-петрографический состав пород;
- в) изучить физическое состояние пород, дифференцируя их по степени трещиноватости, литификации, мерзлотному состоянию и т. п.;
- г) качественно сопоставить аномалии полей или выявленных параметров ( $\sigma$ ,  $k$ ,  $p$ ,  $v$ ,  $\lambda$  и т. п.) с особенностями гидрогеологических характеристик и определить региональные изменения физических свойств пород;
- д) выявить парные и многомерные корреляционные связи физических параметров пород с гидрогеологическими и на основе этого количественно

оценить последние; в особо благоприятных случаях – выполнить прямые определения гидрогеологических характеристик по геофизическим наблюдениям;

е) выполнить на базе факторного анализа операции по распознаванию геологического образа при решении наиболее сложных гидрогеологических задач;

ж) осуществить по данным геофизической, гидрогеологической и другой информации моделирование (физическое, аналоговое или математическое) гидрогеологических полей.

**Изучение послойного изменения физических свойств пород.** При региональных исследованиях особо важное значение приобретает послойное изучение физических параметров пород разреза, позволяющее определять многие гидрогеологические характеристики по площади.

Физические свойства пород можно изучать различными способами: по материалам параметрических наблюдений у скважин, по данным каротажа и т. п. Наиболее обширную информацию дает интерпретация материалов наземных геофизических наблюдений, охватывающих всю исследуемую территорию.

При интерпретации данных большинства геофизических методов большое значение имеет знание глубин, что позволяет резко повысить надежность оценки геофизических параметров. Действительно, для изучаемых физических полей в определенном, обычно достаточно широком интервале применим принцип эквивалентности, согласно которому величина наблюдаемых аномалий от пласта (шара, цилиндра и т.п.) определяется произведением (или частным от деления) соответствующих физических параметров на мощность пласта (радиус шара и т.п.). Если при интерпретации геофизических данных в нефтяной, угольной и рудной геофизике обычно изучают элементы, характеризующие геометрию геологической среды, то при гидрогеологической интерпретации, пользуясь уже имеющимися структурными картами, в первую очередь послойно исследуют физические свойства среды. В этом случае параметры оцениваются несравненно точнее, чем когда необходимо одновременно определить и глубину, и физические свойства пород.

При послойном изучении физических параметров пород целесообразно использовать тренд-анализ для выделения региональных и локальных аномалий в распределении параметров и наилучшей их увязки с геологическими и гидрогеологическими особенностями разреза. При этом необходимо для получения в "чистом" виде гидрогеологических характеристик учитывать изменение по площади и в разрезе литологического состава, диагенеза и ряда других геологических показателей пород.

**Исследование корреляционных связей параметров; применение приема распознавания геологического образа.** При гидрогеологической интерпретации изучают главным образом корреляционные связи между гидрогеологическими и геофизическими параметрами. Количественные соотношения между геофизическими и гидрогеологическими параметрами пород могут быть установлены эмпирическим либо расчетно-экспериментальным методами. Более эффективен расчетно-экспериментальный метод.

Он основан на теоретическом анализе некоторых модельных сред, в той или иной мере отражающих реальные свойства пород, и последующей тирировке экспериментальных геофизических данных на основе полученных теоретических зависимостей. Этот метод позволяет при сравнительно малом объеме исследований более полно прослеживать общие закономерности связей геофизических характеристик с показателями свойств пород; с большей обоснованностью рассчитывать их с помощью полученных количественных соотношений [9].

При установлении рассматриваемых связей необходимо пользоваться "истинными" геофизическими параметрами. В случае привлечения какущихся величин чрезвычайно ограничиваются возможности геофизических методов.

Неиболее четкие корреляционные связи удается установить для рыхлых песчано-глинистых пород. Значительно сложнее это сделать для трещиноватых скальных пород, но особенно трудно — для мерзлых пород. Вообще гидрогеологическая интерпретация геофизических данных зависит от изучаемых групп пород — рыхлых, скальных или мерзлых.

Практически при мелкомасштабных и обзорных работах удается изучить в бассейне ограниченное число корреляционных связей. Обусловлено это тем, что обрабатываются не результаты запланированного эксперимента, а готовые материалы других работ, полученные, как правило, для иных геологических целей. Поэтому в ряде случаев приходится изучать и косвенные (многоступенчатые) связи.

Гидрохимическая, гидродинамическая, геотермическая и геокриологическая характеристики гидрогеологических структур взаимосвязаны и взаимообусловлены. Поэтому на заключительном этапе гидрогеологической интерпретации геофизических данных необходима увязка полученных решений. Большое число задач, стоящих при региональных гидрогеологических исследованиях, требует привлечения максимального набора геофизических методов в сочетании с другими исследованиями (ландшафтными, геохимическими и т.п.). Отсюда вытекает необходимость комплексной интерпретации. Особую трудность представляет получение наиболее достоверного ответа при решении нескольких независимых задач. Теоретической основой комплексной интерпретации может служить развиваемая Н.А. Огильви теория геологических, гидрогеологических и физических полей, устанавливающая их единую природу [26]. Потребность в комплексной интерпретации приводит к необходимости факторного анализа и применения приема распознавания геологического образа, позволяющего учитывать количественные и качественные показатели самой разнообразной информации.

**Оценка достоверности интерпретации.** Достоверность результатов геофизических исследований определяется полнотой исходной информации, сложностью геолого-геофизических условий, совершенством интерпретации и некоторыми другими факторами. Достоверность результатов может быть оценена путем сравнения их с результатами исследований в аналогичных условиях тем же комплексом методов либо путем анализа результатов, полученных в контрольных скважинах. Обычно контроль-

ными являются хорошо опробованные гидрогеологические скважины. Оценка точности может быть также прогнозная, основанная на косвенных расчетах. Наибольший интерес представляют результаты контрольных гидрогеологических наблюдений (выполненных после геофизических работ), неизвестные исполнителям в момент интерпретации материалов. Это "внешний" контроль. Иногда контроль осуществляют и условным способом, когда по какой-то части территории интерпретатор до завершения работ не изучает результаты гидрогеологического бурения и, естественно, не использует их для выявления корреляционных и других зависимостей. Достоверность геофизической интерпретации может быть проконтролирована и другими способами. Например, получение удовлетворительных результатов при моделировании фильтрационного потока по геофизическим данным свидетельствует о надежности геофизической информации.

**Привлечение математического аппарата.** Огромная исходная информация, потребность изучения сложных связей многих показателей, необходимость выявления слабых аномалий на фоне помех и т.п. убеждают в необходимости использования при региональных гидрогеологических исследованиях современного математического аппарата с привлечением электронно-вычислительной и аналоговой техники. Математические методы следует применять как на стадии первоначальной обработки геофизической и другой информации, так и при последующей интерпретации (А.А. Рыжков, В.И. Гудзь, И.М. Мелькановицкий, 1981 г.).

При первоначальной обработке подготавливают материал для последующего проведения качественной и количественной интерпретации. Здесь необходимо различать две группы задач. Одна из них заключается в оценке достоверности исходной информации, исключении разного рода ошибок, введении поправок на мешающие факторы. К другой группе задач можно отнести картирование и разделение полей на региональные и локальные аномалии. Картирование того или иного показателя сводится к двумерной интерполяции обычно по нерегулярной сети точек. Существующие машинные алгоритмы построения карт обеспечивают оперативность и объективность, но они формальны и принципиально не учитывают общую структуру картируемого поля. Разделение полей на региональные и локальные составляющие позволяет выявить слабые геофизические аномалии (представляющие для исследователя особо важный интерес), отделить их от аномалий, вызванных случайными геологическими факторами. Необходимое решение может быть получено с помощью разнообразных, также формальных операций (например, усреднения поля и т. п.).

Применение математических методов при интерпретации выражается в детерминированном решении прямых и обратных задач геофизики и использовании статистических приемов: регрессивного анализа, методик идентификационного направления и др. Особо важное значение имеют статистические приемы интерпретации. Так, регрессивный анализ применяют, когда неизвестно аналитическое решение или оно столь сложно, что практическому использованию не поддается. Методики идентификационного направления включают распознавание геологического образа по качественным и количественным признакам. К этим же методикам с извест-

**Таблица 15. Постапная схема обработки геофизических материалов при региональных гидрогеологических исследованиях**

Стадия	Подстадия	Содержание исследований
I. Подготовительный	Обоснование целевого задания	Формулировка главных задач, определение масштаба результативных карт, контуров и глубины исследований и т.п.
	Сбор и систематизация первичной информации	Сбор и систематизация геологических, гидрогеологических, геофизических, ландшафтно-индикационных и других материалов (путем использования накопленных ранее материалов, на базе специальных полевых работ)
II. Геофизическая интерпретация	Собственно геофизическая интерпретация	Составление сводных карт естественных физических полей, карт и разрезов, характеризующих основные границы в геологической среде и физические свойства выделяемых тел и др.
III. Основной – гидрогеологическая интерпретация геофизических данных по основным направлениям исследований	Обобщенная характеристика гидрогеологических структур	Оценка средних значений геофизических параметров изучаемых объектов, сопоставление их с этalonными характеристиками известных гидрогеологических структур, определение типа изучаемых структур, оконтуривание их
	Гидрогеологическая стратификация разреза и гидрогеологическое картирование	Выделение и прослеживание водоносных и водоупорных комплексов, определение положения зеркала грунтовых вод, прослеживание зон разломов и т.п.
	Гидрохимические исследования	Оценка общей минерализации подземных вод, определение мощности зоны пресных вод и др.
	Гидрогеодинамические исследования	Оценка фильтрационных свойств пород разреза, выявление гидравлической связи водоносных горизонтов и др.
	Гидрогеотермические исследования	Прогнозирование температуры геологической среды вне разреза скважин, оценка тепловых параметров пород и др.
IV. Обобщение результатов	Решение по комплексу геофизических, гидрогеологических и других данных задач теоретического и практического характера применительно к основным направлениям и отраслям гидрогеологических исследований	Изучение закономерностей формирования подземных вод, их зональности; гидрогеологическое районирование; оценка региональных ресурсов, обнаружение месторождений подземных вод; исследования в связи с планируемым осушением гориорудных предприятий и захоронением промышленных стоков; гидромелиоративные исследования сельскохозяйственных земель; вы-

Этап	Подэтап	Содержание исследований
IV. Обобщение результатов		Яснение условий охраны подземных вод от загрязнения и истощения; изыскания в связи с крупным гидротехническим строительством и др.
	Анализ геолого-экономической эффективности выполненных работ	Оценка эффективности геофизических методов в общем комплексе региональных гидрогеологических исследований
	Определение путей дальнейшего развития методики геофизических исследований	Усовершенствование методики региональных и планируемых по их данным детальных геофизических исследований

ной долей условности можно отнести построение разного рода гидрогеологических карт в изолиниях с элементами прогноза и проведение тренд-анализа путем функционального обоснования структуры объекта, т.е. представляя его некоторую количественную модель.

## 2. ЭТАПЫ ОБРАБОТКИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ

Практика изучения многих бассейнов [17, 18, 25 и др.] показывает, что обработку геофизических и некоторых других материалов целесообразно проводить в определенной последовательности (табл. 15).

## Глава IV. ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В состав второго этапа работ (см. табл. 15) целесообразно включать собственно геофизическую интерпретацию с тремя основными видами построений: 1) составлением карт и графиков, иллюстрирующих наблюдаемые геофизические поля; 2) составлением разного рода структурных карт и карт изопахит, характеризующих расчленение геологической среды на основные геологические комплексы; 3) оформлением карт (и разрезов), отображающих послойные изменения геофизических параметров пород, слагающих гидрогеологические структуры. Обработка материалов наземных и скважинных геофизических наблюдений идет параллельно.

### 1. ОБРАБОТКА МАТЕРИАЛОВ НАЗЕМНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

К картам (и графикам) геофизических полей, представляющим интерес при региональных гидрогеологических построениях, можно отнести карты электрической напряженности магнитотеллурического поля, эпицентров слабых землетрясений, гравитационных и магнитных аномалий, естественной радиоактивности пород, теплового потока и температуры

пород (на определенном срезе). Приемы построения перечисленных карт хорошо известны.

Методика составления региональных структурных карт, карт изопахит и карт равных глубин разработана для нефтяных, рудных и некоторых других месторождений и без существенных изменений может быть использована при гидрогеологических исследованиях. Указанные карты большей частью оформлены для многих бассейнов или части их.

При построении карт изменений геофизических параметров следует использовать как скважинные наблюдения, являющиеся опорными, охватывающими, как правило, незначительную часть территории и не весь диапазон глубин, так и наземные, освещающие практически весь бассейн. Рассмотрим приемы интерпретации, которые целесообразно применять в условиях артезианских бассейнов и бассейнов промежуточного типа для определения наиболее важных при региональных построениях величин — электрического сопротивления  $\rho$ , продольной электрической проводимости  $S$ , скорости упругих колебаний  $v$ , объемной плотности  $\sigma$  и некоторых других.

Одна из наиболее трудоемких работ — изучение геоэлектрических параметров разреза. Основным источником информации служат кривые ВЭЗ. При значительной мощности изучаемых комплексов и заметном геоэлектрическом отличии их от вмещающих пород удается оценить электрическое сопротивление этих комплексов; в более сложных случаях можно определить их поперечное электрическое сопротивление  $T_3$  или продольную проводимость  $S$ .

Довольно часто несколько комплексов по сопротивлению слабо различаются, и, будучи соизмеримыми по мощности, на кривых ВЭЗ фиксируются в виде единой геоэлектрической толщи. Для оценки сопротивления отдельных (например, двух) слагающих эту толщу горизонтов можно использовать апробированные нами расчетные формулы:

$$\rho_1 = \rho_2 \frac{1 + \nu/\mu}{1 + \nu} = \rho_{\Sigma} f_1(\mu, \nu); \quad \rho_2 = \rho_{\Sigma} \frac{\mu + \nu}{1 + \gamma} \rho_{\Sigma} f_2(\mu, \nu),$$

где  $\rho_{\Sigma}$  — сопротивление мощной толщи, включающей два горизонта;  $\rho_1, \rho_2$  — сопротивления этих горизонтов;  $\mu = \rho_2/\rho_1$ ;  $\nu = h_2/h_1$  ( $h_1, h_2$  — мощности); значения функций  $f_1(\mu, \nu)$  и  $f_2(\mu, \nu)$  можно подсчитать в отдельных пунктах по данным каротажа. При этом удельное сопротивление пород определяется по диаграммам кажущегося сопротивления. В отдельных случаях функции  $f_1(\mu, \nu)$  и  $f_2(\mu, \nu)$  можно рассчитать, пользуясь данными параметрических ВЭЗ, когда при благоприятном соотношении удельных сопротивлений и мощностей осуществляется дробная дифференциация разреза. Функции  $f_1(\mu, \nu)$  и  $f_2(\mu, \nu)$  меняются по площади более плавно, чем искомые величины  $\rho_1$  и  $\rho_2$ . Рассмотренный способ оценки удельного сопротивления имеет преимущества перед способом с привлечением только данных каротажа. Удельное сопротивление, рассчитанное по данным каротажа, нередко бывает искажено за счет влияния промывочной жидкости и др. При использовании же относительного

параметра  $\mu$  такие погрешности в значительной мере исключены. Кроме того, данные ВЭЗ о распределении удельного сопротивления  $\rho_{\Sigma}$  позволяют с большей достоверностью оценить сопротивления  $\rho_1$  и  $\rho_2$ , там, где отсутствуют скважины.

В ряде случаев для получения геоэлектрической характеристики низкоомных горизонтов сравнительно небольшой мощности можно использовать результаты зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБЗ). Особенно четко этим методом, который можно применять при среднемасштабной съемке, фиксируется продольная проводимость S глинистых горизонтов, причем на кривых ЗСБЗ иногда отмечается в разрезе несколько теских горизонтов (В.В. Сидоров, 1981 г.).

Для горизонтов, обладающих по сравнению с глубиной залегания весьма малой мощностью, оценка удельных сопротивлений может быть выполнена только по данным электрокаротажа. Скоростные параметры разреза оценивают по данным сейсмокаротажа скважин и вертикального сейсмического профилирования (ВСП), дополняемых мвтериалами полевых наблюдений, выполненных методами отраженных и преломленных волн (МОВ, МПВ, КМПВ и др.).

Для определения плотности пород существует несколько способов. Основной из них — изучение плотностного разреза путем лабораторных исследований керна глубоких скважин. Недостаток этого способа — необходимость привлечения материалов по большому числу скважин.

При использовании материалов сейсморазведки результаты существенно улучшаются. Выявив корреляционную зависимость между плотностью и скоростью упругих колебаний в районе скважин, можно эту закономерность распространить на всю территорию бассейна, где проведена сейсморазведка. Рассмотренный метод имеет тот существенный недостаток, что зачастую неизвестна плотность пород, залегающих на больших глубинах.

В этом случае положительные результаты по оценке плотности пород можно получить путем сопоставления гравитационных аномалий с глубиной залегания фундамента, установленной комплексом других геологогеофизических методов, например сейсморазведки [18].

При изучении гидрогеологических массивов строят разнообразные карты физических параметров, характеризующие поверхностную часть разреза кристаллического фундамента (или складчатого основания). Из геофизических параметров при этом используют электрическое сопротивление, граничную скорость, объемную плотность, магнитную восприимчивость, гамма-активность и др. Весьма эффективно составление петрофизических карт по методике, разработанной Н.Б. Дортман [34]. В качестве примера таких построений может служить составленная автором петромагнитная карта западных отрогов Кураминского и Чаткальского хребтов (И.М. Мелькановицкий, 1964 г.). Аналогичным способом можно составить петроплотностную карту. Карты других параметров ( $\rho$ ,  $v_f$  и т.п.) строят по общепринятой методике. Наряду с оценкой абсолютных величин геофизических параметров большой интерес при гидрогеологических исследованиях представляет выявление аномальных значений, кото-

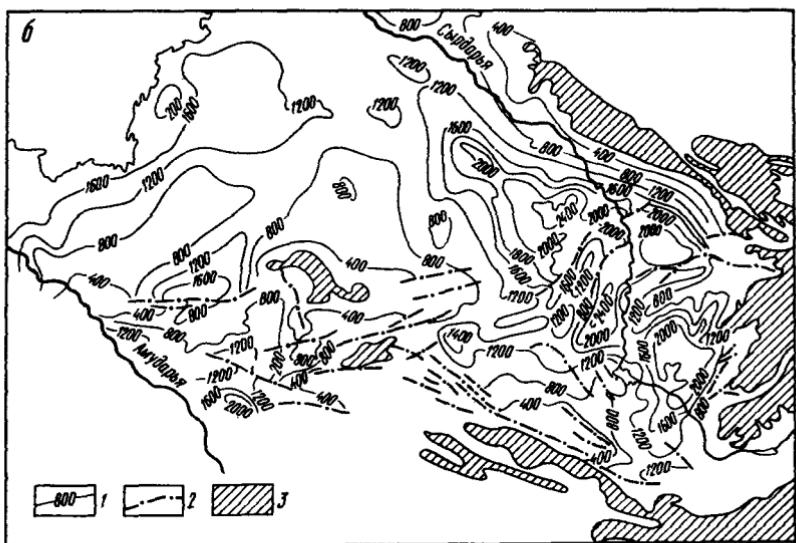
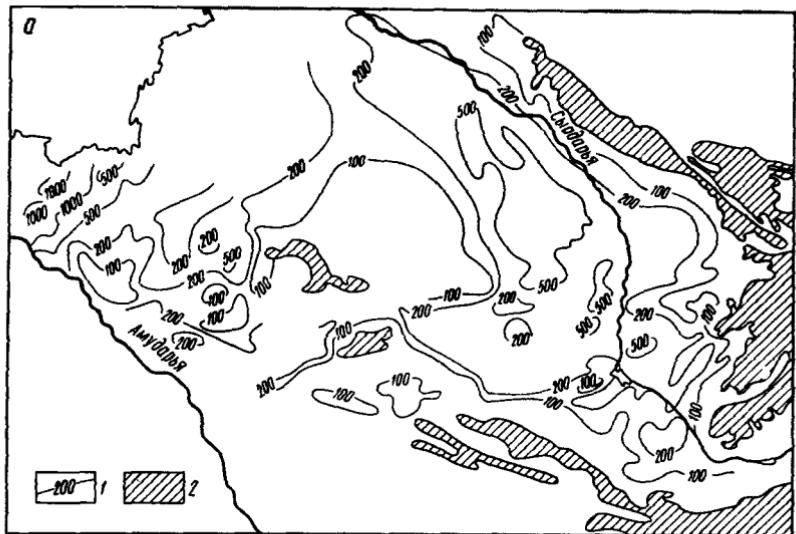
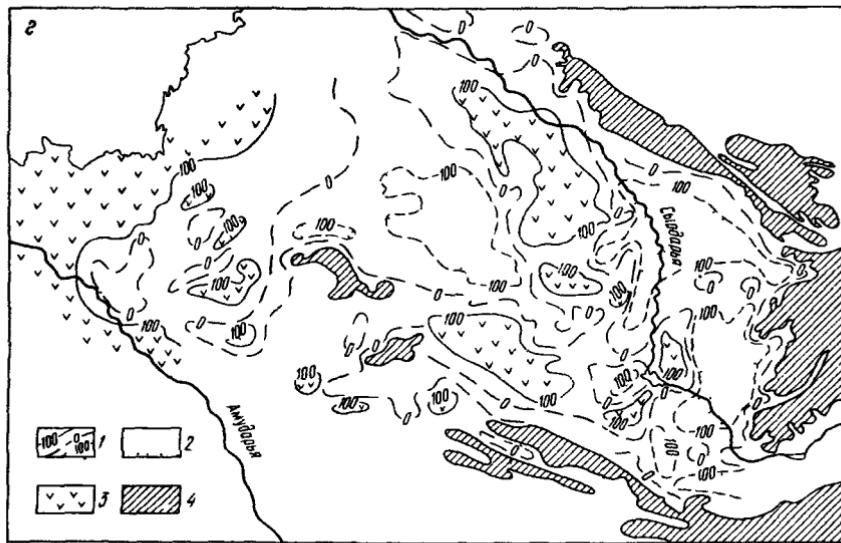
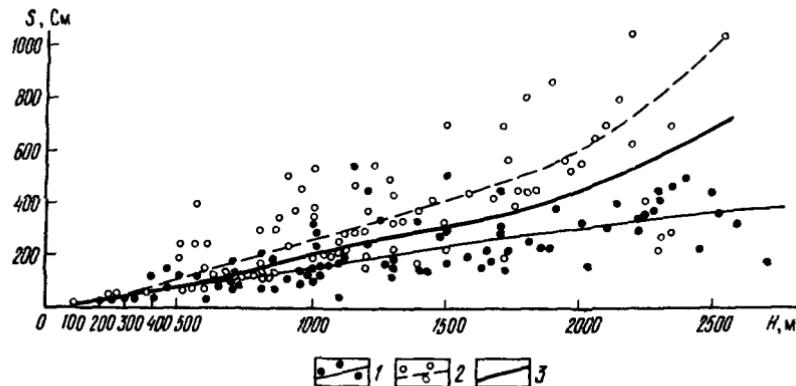


Рис. 5 (см. продолжение).



**Рис. 5. Иллюстрация к методике построения карт аномальной продольной электрической проводимости  $S_B$  (на примере Сырдарьинского артезианского бассейна).**

**a** – карта суммарной продольной электрической проводимости  $S$  пород рыхлого покрова 1 – изолинии  $S$  (в см); 2 – выход на поверхность пород складчатого основания; **б** – карта мощностей мезозойско-кайнозойских отложений. 1 – линии равных мощностей (в м), 2 – разломы; 3 – выход на поверхность пород складчатого основания; **в** – графики зависимости продольной электрической проводимости  $S$  от мощности мезозойско-кайнозойских отложений  $H$ . 1 – для восточной части бассейна, 2 – для западной части бассейна; 3 – усредненный график зависимости для бассейна в целом; **г** – карта аномальных значений  $S_B$  1 – линии равных значений  $S_B$  (в см); 2 – зона отрицательных значений  $S_B$ ; 3 – зона положительных значений  $S_B$ ; 4 – выход на поверхность пород складчатого основания

рые обычно обусловлены резкими изменениями геологических и соответственно гидрогеологических условий. При гидрогеологических исследованиях параллельно с известными приемами разделения полей на локальные и региональные аномалии можно применять и некоторые специфические способы, апробированные при изучении ряда бассейнов. Достаточно часто используется разработанный нами метод выявления аномальных значений продольной электрической проводимости  $S_a$  (рис. 5).

Карты суммарной продольной проводимости  $S$  используют для изучения морфологии поверхности опорного электрического горизонта, обладающего практически бесконечным сопротивлением. Задача заключается в выявлении и оконтуривании областей с аномальными значениями  $S_a$ , для которых изменение проводимости не связано с увеличением или уменьшением суммарной мощности  $H$  рыхлых отложений. С этой целью на основе карт проводимости  $S$  и глубин до опорного горизонта составляют график корреляционной зависимости между величинами  $S$  и  $H$ . Пользуясь картой глубин  $H$  и графиком  $S = f(H)$ , строят карту нормальных (усредненных) значений  $S_H$ . На этой карте показаны не фактические значения  $S$ , а наиболее вероятные  $S_H$ . По существу, это нормальный фон величины  $S$ . Затем для всей территории подсчитывают аномальную проводимость  $S_a = S - S_H$ . Аномальная проводимость песчано-глинистых рыхлых толщ зависит главным образом от состава рыхлых отложений (их большей или меньшей глинистости), зонального характера уплотненности (литификации) пород и минерализации подземных вод, насыщающих эти отложения. Зональность в распределении плотности пород заключается в изменении ее по площади бассейна (при постоянной глубине залегания пород). Глинистость пород и минерализация подземных вод находятся в определенной взаимосвязи: с обогащением разреза песчаным грубообломочным материалом улучшаются, как правило, фильтрационные свойства пород, что способствует уменьшению минерализации подземных вод, и наоборот. Поэтому положительные аномалии  $S_a$  обычно обусловлены более глинистым составом пород и повышенной минерализацией подземных вод, и наоборот.

Аналогичным способом, используя зависимости  $v_{cp}$  или  $v_{pl}$  от мощности  $H$ , можно выявить аномальные значения средних  $v_{cp,a}$  или пластовых  $v_{pl,a}$  скоростей. В работе [17] показано распределение величин  $v_{cp}$  по Западной Сибири. Здесь же даны аномальные значения  $v_{cp,a}$ , совпадающие с участками литифицированных пород. Особенно эффективно совместное использование карт  $S_a$  и  $v_{cp,a}$  (или  $v_{pl,a}$ ). Оно способствует более однозначной интерпретации.

Рассмотренные приемы позволяют выявить аномальное распределение физических свойств пород по площади. Для выделения аномальных изменений различных параметров по разрезу целесообразно применять способ нормированных разностей, разработанный М.А. Киричек [24]. Особенно эффективно использование этого способа при анализе кривых ВЗЗ (ДЗ).

## 2. ОБРАБОТКА МАТЕРИАЛОВ КАРОТАЖА СКВАЖИН

При обработке материалов каротажа скважин выполняют два основных вида исследований: 1) детальную гидрогеологическую интерпретацию по разрезу отдельных скважин; 2) обобщение данных каротажа скважин по значительной площади. Первый вид исследований включает: а) расчленение разреза скважин на основные литопого-стратиграфические комплексы и его гидрогеологическую стратификацию; б) гидрохимические исследования, ориентированные главным образом на определение минерализации подземных вод дифференцированно по отдельным водоносным горизонтам; в) оценку производительности водоносных горизонтов путем изучения емкостных и фильтрационных свойств водоемещающих пород; г) термометрические наблюдения преимущественно для изучения естественного геотемпературного поля; д) геокриологические исследования, направленные на изучение мерзлых толщ, залегающих в верхней части разреза. Первый вид работ, таким образом, включает все исследования, входящие в состав гидрогеологического каротажа. Эти работы детально рассмотрены в [19, 20, 22 и др.] и поэтому здесь специально не анализируются.

Второй вид исследований – обобщение данных каротажа при региональных исследованиях – менее изучен. Большой опыт, накопленный нефтяниками, угольщиками и рудниками по обобщению каротажных данных, и более скромный, накопленный гидрогеологами (З.А. Водовятова, 1974 г.; Ю.А. Осянин, Н.Н. Горленко, 1975–1978 гг. и др.), позволяют наметить здесь следующие направления: а) составление сводных разрезов и их корреляцию; б) построение структурных карт, карт равных мощностей, а также карт и разрезов изменения физических и гидрогеологических параметров; в) увязку результатов скважинных исследований с данными наземных геофизических наблюдений.

При составлении сводных разрезов главное внимание необходимо уделять увязке принятой по бассейну схемы гидрогеологической стратификации с геофизическими параметрами. Для каждого водоносного и водоупорного горизонта определяют геофизическую характеристику по наиболее широко используемому в изучаемом регионе комплексу методов. При исследовании больших разнородных площадей составляют несколько взаимоувязанных типовых разрезов.

Корреляцию разрезов скважин начинают с выделения основных каротажных реперов и маркирующих горизонтов. В качестве основных в условиях артезианских бассейнов часто используют хорошо прослеживающиеся горизонты водоупорных пород (глины, гипсы, ангидриты и др.). Маркирующими горизонтами могут быть также водоносные песчаники, горизонты трещиноватых известняков и т. п. В бассейнах трещинных вод в качестве репера зачастую используют поверхность неразрушенного фундамента (складчатого основания). При наличии в разрезе многолетнемерзлых пород помимо реперов, приуроченных к талой толще, обычно выделяется дополнительный репер – подошва многолетнемерзлых пород.

Корреляцию разрезов выполняют обычно по диаграммам электриче-

ского и радиоактивного каротажа. В области распространения магматических пород дополнительно используют диаграммы магнитного каротажа.

Разнохарактерные диаграммы, полученные при изучении различных месторождений полезных ископаемых, требуют специальной их обработки. В первую очередь необходимо трансформировать все диаграммы в единый масштаб глубин (обычно 1:1000—1:2000 при изучении артезианских бассейнов и 1:500—1:1000 — бассейнов трещинных вод). Желательно также осуществить перезапись диаграмм для введения единого масштаба регистрации значений всех параметров. Иногда перезапись в нужном масштабе выполнить трудно. В таких случаях целесообразно составить специальные диаграммы, названные нами интегральными. Для их составления весь разрез разбивают на одинаковые интервалы (например, 20—50 м), в пределах которых подсчитывают среднее значение изучаемого параметра. Далее оформляют диаграмму в требуемом масштабе. Операцию можно выполнить и вручную, и с помощью ЭВМ. Методика составления интегральных диаграмм хорошо себя оправдала по ряду бассейнов [17]. На диаграммах резко проявляются главные закономерности разреза и исчезают локальные неоднородности (рис. 6). В других случаях целесообразно выявить ритмоциклы, соответствующие особенностям накопления изучаемых отложений. Например, в условиях Ферганской впадины такой прием оказался весьма эффективным при расчленении кайнозойских континентальных моласс (В.А. Ромашко, 1969 г.; Б.Б. Таль-Вирский, 1978 г.).

При корреляции каротажных диаграмм особенно важно наметить области распространения основных водоносных и водоупорных горизонтов, проследить зоны выклинивания этих горизонтов (стратиграфического, литологического, тектонического), обнаружить зоны разломов. Составление по сводным каротажным данным карт латерального изменения различных геофизических параметров служит основой для последующих гидрогеологических построений. Карты (или разрезы) оформляют для отдельных горизонтов, комплексов, а иногда и более значительных толщ. Выбор тех или иных горизонтов определяется конкретными гидрогеологическими задачами, разрешающей способностью каротажных методов, а также возможностью сопоставления получаемых параметров с результатами наземных геофизических исследований.

В числе анализируемых геофизических параметров используют электрическое сопротивление пород, их продольную проводимость, естественную радиоактивность, пластовую скорость и др. Наибольшее значение имеют истинные, а не кажущиеся величины.

При последующей интерпретации отдельные карты, построенные по каротажным данным, удается трансформировать в гидрогеологические карты. Например, пользуясь приемами, рассмотренными в гл. V, можно карту электрического сопротивления пластовых вод пересчитать в карту минерализации этих вод, карту электрического сопротивления глинистых горизонтов — в карту их фильтрационных свойств, карту плотности песчано-глинистых пород — в карту теплового сопротивления и т. п.

Результаты Межскважинной корреляции каротажных материалов тес-

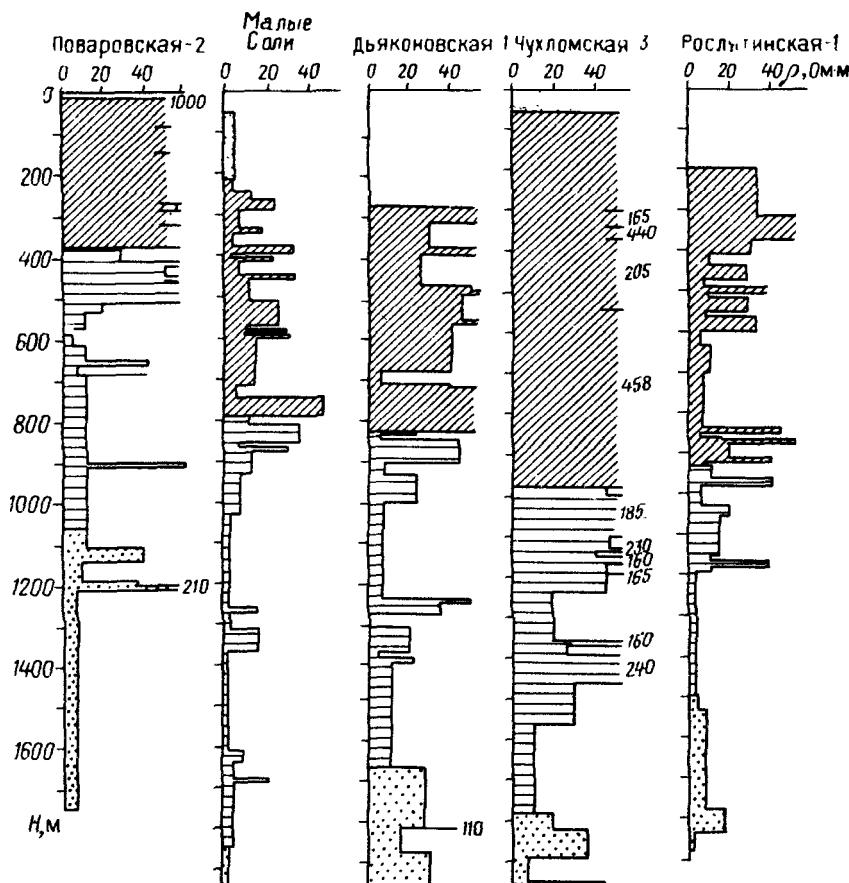


Рис. 6. Обобщенные электрокаротажные диаграммы скважин Московского артезианского бассейна.  
Составили И.М. Мелькановицкий и Т.Н. Воронина (по материалам В.Н. Троицкого, 1974 г.).

- 1
- 2
- 3
- 4

1 — верхний терригенный комплекс; 2 — карбонатный комплекс; 3 — верхняя карбонатно-терригенная часть нижнего терригенного комплекса; 4 — нижняя, преимущественно терригенная часть нижнего комплекса

но увязывают с данными наземных геофизических исследований. Чрезвычайно важно привести в одну систему значения геофизических параметров, наблюдаемых на земной поверхности и в скважине. В данном случае должны выполняться следующие требования: а) соответствие применяемых методов; б) сопоставимость объемов исследуемой геологической среды, по которым определяются физические параметры различными методами [9]; в) сопоставимость замеров, проводимых в различных направлениях в анизотропной среде.

Соответствие методов заключается в измерении одинаковых параметров (или полей) на поверхности земли и вдоль ствола скважин. Этот принцип хорошо осуществим при производстве среднемасштабных съемок. Так, например, включение в состав комплекса полевых геофизических методов сейсморазведки, метода ВП и магниторазведки требует применения при каротаже соответственно тех же методов.

При мелкомасштабных и обзорных исследованиях этот принцип最难 выполнить, поскольку используются лишь имеющиеся материалы. Тем не менее в данном случае может осуществляться косвенная сопоставимость близких по своей природе методов. Так, можно зачастую сопоставить результаты расчленения разреза по геоэлектрическим и сейсмическим данным, а результаты картирования фундамента — по данным магнитометрии и гравиметрии.

Особенно часто приходится сопоставлять скважинные и наземные замеры геоэлектрических, плотностных и других параметров. В этих случаях наиболее простой прием — подсчет средневзвешенных значений параметров, что позволяет перейти от дифференциальных оценок по каротажу к интегральным по наземным геофизическим наблюдениям (табл. 16).

Не всегда, однако, удается надежно пересчитать геофизические параметры, полученные скважинными методами, в параметры, установленные полевыми наблюдениями; приходится ограничиваться лишь сравнительной характеристикой. Так, при применении метода ВП фиксируемая в скважинах поляризумость  $\eta_K$  может количественно отличаться от значений  $\eta_K$ , отмечаемых при наземных наблюдениях. Качественно же картина не изменяется. В отдельных случаях можно эмпирически определить пересчетные коэффициенты, позволяющие трансформировать одни величины в другие.

Как известно, геологическая среда отличается анизотропностью, т.е. неравнозначностью изучаемых параметров при изменении их в различных направлениях. Особенно это ощущимо в сплоистых толщах осадочных и метаморфических пород при оценке электрического сопротивления, скорости распространения упругих колебаний, определении фильтрационных свойств. Заметна также анизотропность трещиноватых скальных пород при замерах перечисленных параметров вдоль и вкрест генеральной направленности основной системы трещин. Вследствие этого результаты замеров, выполненных на поверхности и в скважинах, даже при совпадении методов исследований и изучаемых объемов среды могут заметно различаться. Наибольшие расхождения наблюдаются при определении фильтрационных свойств енитротропных пород. Действительно, для оцен-

Таблица 16. Расчет геофизических параметров для многослойных сред

Подсчитываемый параметр	Формула пересчета	Условные обозначения
Поперечное удельное электрическое сопротивление $\rho_t$	$\rho_t = \frac{1}{H} \sum_{i=1}^n \rho_i h_i$	
Продольное удельное электрическое сопротивления $\rho_i$	$\rho_i = H / \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{\rho_i}$	
Среднее квадратическое удельное электрическое сопротивление $\rho_m$	$\rho_m = \sqrt{\rho_t \rho_i}$	
Продольная проводимость толщи пород $S$	$S = \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{\rho_i}$	
Поперечное сопротивление толщи пород $T_3$	$T_3 = \sum_{i=1}^n \rho_i h_i$	
Средневзвешенная объемная плотность толщи пород $\sigma$	$\sigma = \frac{1}{H} \sum_{i=1}^n \sigma_i h_i$	
Средневзвешенное тепловое сопротивление толщи пород $\xi$	$\xi = \frac{1}{H} \sum_{i=1}^n \xi_i h_i$	
Средняя скорость упругих волн $v_{cp}$	$v_{cp} = \frac{H}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{v_{pi}}}$	

ки водопроводимости водоносных комплексов и поперечной проницаемости глинистых толщ по данным ВЭЗ определяются значения  $T_3$  и  $S$ . При зондированиях электрический ток идет преимущественно поперек грубообломочных водоносных толщ и вдоль глинистых водоупорных отложений. Фильтрационный же поток ориентирован перпендикулярно к соответствующему направлению электрического тока. При анизотропности пород это может внести существенные погрешности в результаты исследований.

## Глава V. ПРИЕМЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Гидрогеологическую интерпретацию геофизических данных при региональных исследованиях по многим бассейнам, по нашему мнению, целесообразно выполнять в следующем порядке: 1) выделить и оконтурить в пределах исследуемой территории основные типы гидрогеологических структур; 2) провести гидрогеологическую стратификацию разреза и

объемное гидрогеологическое картирование; 3) изучить гидрохимические условия; 4) исследовать динамику подземного потока; 5) охарактеризовать гидрогеотермические условия; 6) изучить гидроакриологические условия (в криолитозоне). Все указанные исследования взаимно связаны. Поэтому желательно процессу интерпретации придавать итерационный характер, добиваясь полного согласования исследований с исходными (опорными) гидрогеологическими данными.

Гидрогеологическую интерпретацию геофизических данных начинают с выделения и оконтуривания основных типов гидрогеологических структур, распространенных по площади исследования. Решение можно получить на основе анализа разного рода геофизических карт, результатов подсчета рассмотренных выше статистических показателей и сопоставления этих данных с обобщенными характеристиками основных типов гидрогеологических структур. Предварительные контуры выделенных структур уточняют в дальнейшем при решении всего круга гидрогеологических задач. Примером таких построений являются обобщенные описания различных бассейнов подземных вод, данные в гл. I.

## 1. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ РАЗРЕЗА И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

Гидрогеологическая стратификация, т.е. расчленение разреза на водообильные и обезвоженные толщи, на водоносные и водоупорные горизонты (комплексы, серии и т.п.), является основой гидрогеологического картирования и последующих исследований. Особенно важное значение стратификация имеет при региональных построениях.

Приемы гидрогеологической стратификации бассейнов пластовых вод и бассейнов трещинных вод заметно различаются. В соответствии с современными представлениями (Б.Е. Антыпко, Г.В. Куликов, М.Р. Никитин, Л.Г. Соколовский, О.Н. Толстыхин и др., 1979 г.) гидрогеологическая стратификация должна охватывать весь разрез. Расчленение разреза в условиях бассейнов пластовых вод в наибольшей мере основано на гидродинамическом принципе, причем важнейшей характеристикой пород является коэффициент фильтрации. Поскольку сведений о фильтрационных свойствах пород при региональных исследованиях всегда недостаточно, используют геологические и геофизические данные, характеризующие литологический состав пород и т.п.

При гидрогеологической стратификации выполняют не только послойное субгоризонтальное расчленение разреза; выделяют также гидрогеологические тела, разделяющие гидрогеологическую среду в вертикальном направлении (например, зоны крупных разломов, одни из которых являются мощными проводниками подземных вод, другие, напротив, функционируют в качестве водоупора).

Намечаемые по гидрогеологическим показателям водоносные горизонты (и особенно комплексы), как правило, хорошо выделяются по геофизическим данным, особенно когда используется комплекс методов. В таком случае геофизическая стратификация совпадает с гидрогео-

логической. Иногда искомые границы смещены вверх или вниз по разрезу по отношению к границам, выявленным при геофизической стратификации. В этом случае применяют метод "наращивания мощностей". Если же обнаруживается четкая закономерность в конфигурации указанных границ, можно использовать вариант прогнозно-интерполяционного картирования, который позволяет с помощью ЭВМ построить структурную карту одного горизонта по соответствующей карте близрасположенного горизонта [1].

Геофизические методы вместе с послойным расчленением разреза осадочного покрова дают возможность проследить крупные разломы и зоны региональной трещиноватости. Однако для выяснения их гидрогеологической роли одних структурных построений обычно недостаточно. Требуются дополнительные гидрохимические, гидродинамические, геотермические исследования и др.

Следует отметить, что для обеспечения гидрогеологической стратификации необходимо также исследование литологических изменений состава, характера литификации и физического состояния пород. Зачастую водоносные комплексы одной части артезианского бассейна преобразуются в другой его части в водоупорные, хотя геологический возраст пород не меняется. Использование геофизических методов при такой ситуации весьма эффективно, поскольку эти методы позволяют, как правило, фиксировать не стратиграфические границы, а зоны резкой фациальной изменчивости или изменения физического состояния пород [2, 13, 15].

При гидрогеологической стратификации разреза бассейнов трещинных вод гидрогеологи в наибольшей мере учитывают литолого-петрографический состав пород, степень их метаморфизации, а также характер экзогенной и эндогенной трещиноватости. При таком подходе геофизические методы применяют как для вертикального расчленения массивов на отдельные блоки, так и для субгоризонтального расслоения разреза. Следует обратить внимание на то, что в верхней части литосферы преобладает горизонтальная циркуляция подземных вод, и любая послойная неоднородность разреза, выявленная геофизическими методами, может служить прямым указанием на существование горизонтального движения безнапорных или напорных подземных вод.

Стратификация разреза по геофизическим данным позволяет охарактеризовать большую территорию и одновременно выполнить объемное гидрогеологическое картирование среды.

**Бассейны пластовых вод.** При осуществлении гидрогеологической стратификации разреза артезианских бассейнов (бассейнов пластовых вод) решают следующие типовые частные задачи: 1) выделяют в разрезе зону аэрации (т.е. устанавливают глубину расположения уровня грунтовых вод); 2) расчленяют разрез ниже уровня грунтовых вод на основные гидрогеологические толщи, комплексы, горизонты; 3) прослеживают зоны разломов и зоны региональной трещиноватости.

Выделение зоны аэрации. Эта задача может быть решена для рыхлых терригенных либо трещиноватых скальных пород. В рыхлых породах уровень грунтовых вод может быть определен с помощью сейсморазвед-

ки либо электроразведки (метод ВЭЗ). Применение сейсморазведки для определения глубины расположения уровня грунтовых вод достаточно известно [9]. При региональных исследованиях можно использовать и готовые материалы. Действительно, мощности зоны аэрации и зоны малых скоростей (ЗМС), устанавливаемой при структурной сейсморазведке, достаточно близки: расхождения в большинстве случаев не превышают 5 м. Более грубые погрешности обычно получают при наличии в разрезе зоны аэрации выдержаных прослоев глин: последние могут служить подошвой ЗМС, хотя уровень грунтовых вод располагается на большей глубине.

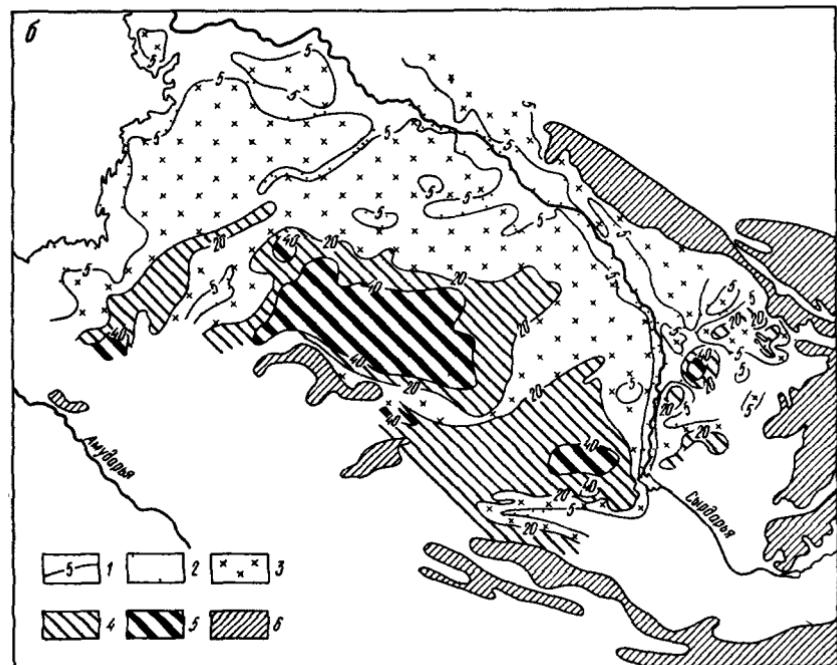
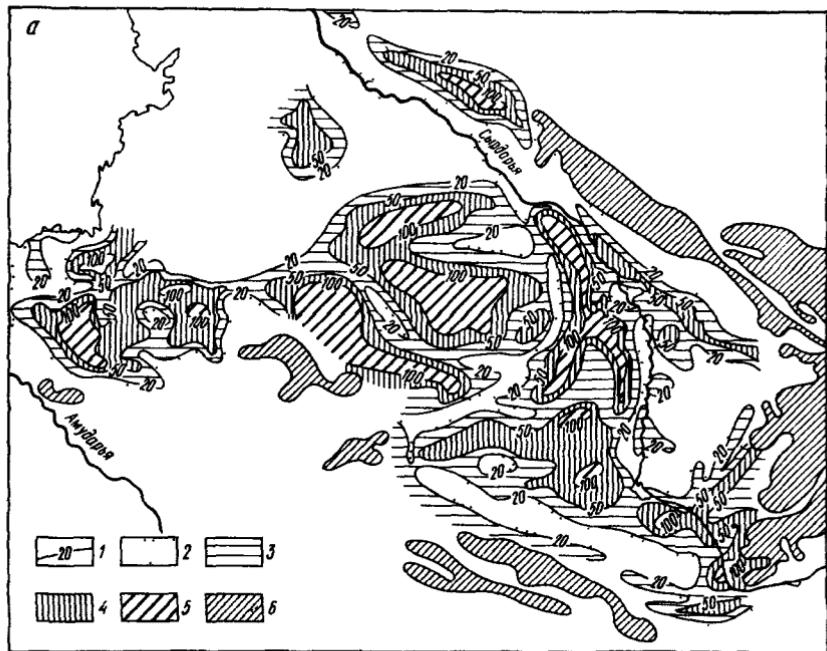
При определении по ВЭЗ мощности зоны аэрации получают, как правило, менее точное, скорее качественное решение. В тех случаях, когда по кривым ВЭЗ переход от зоны аэрации к зоне насыщения грунтовыми водами особенно нечеток, можно рекомендовать построение разрезовкажущихся удельных сопротивлений  $\rho_k$ . Конфигурация искомой границы определяется ходом изолиний  $\rho_k$ , привязку можно осуществлять по более надежным материалам. Таким способом достаточно эффективно нами была решена задача в Восточных Кызылкумах. Если же разрез представлен преимущественно глинистыми породами, использование электроразведки становится совершенно неэффективным. Также неэффективно оно, если минерализация грунтовых вод резко меняется. На рис. 7 приведена карта мощности зоны аэрации по Сырдарынскому бассейну, построенная по комплексным геофизическим данным.

При образовании зеркала грунтовых вод в трещинных породах оценка мощности зоны аэрации может быть осуществлена с помощью метода ВЭЗ<sup>1</sup> (А.А. Огильви, 1962 г.). Наиболее благоприятны для этого сильно закарстованные карбонатные породы. По кривым ВЭЗ фиксируется следующее соотношение сопротивлений пород разреза:  $\rho_1 \geq \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$ , где  $\rho_1$  — сопротивление маломощных рыхлых образований, перекрывающих скальное основание;  $\rho_2$  — сопротивление сухих трещиноватых пород (1000–3000 Ом·м и более);  $\rho_3$  — сопротивление трещиноватых обводненных пород (наиболее частые значения 100–300 Ом·м);  $\rho_4$  — сопротивление массивных слаботрещиноватых пород ( $\rho_4 \leq \rho_2$ ).

Часто для оценки мощности зоны аэрации недостаточно гидрогеологической и геофизической информации. При такой ситуации целесообразно привлекать сведения о рельфе местности, растительности и другие ландшафтно-индикационные характеристики. Также полезны геологические и геофизические данные о литологическом составе рыхлых пород, степени трещиноватости скальных пород и т.п.

Расчленение осадочного покрова на водоносные и водупорные комплексы. В большинстве артезианских бассейнов ниже уровня грунтовых вод, т.е. в водонасыщенной толще пород, можно при гидрогеологической стратификации разреза последовательно выделить

<sup>1</sup> Попытки применения сейсморазведки в этих условиях пока еще не дали положительных результатов (Н.Н. Горяинов, 1972 г.).



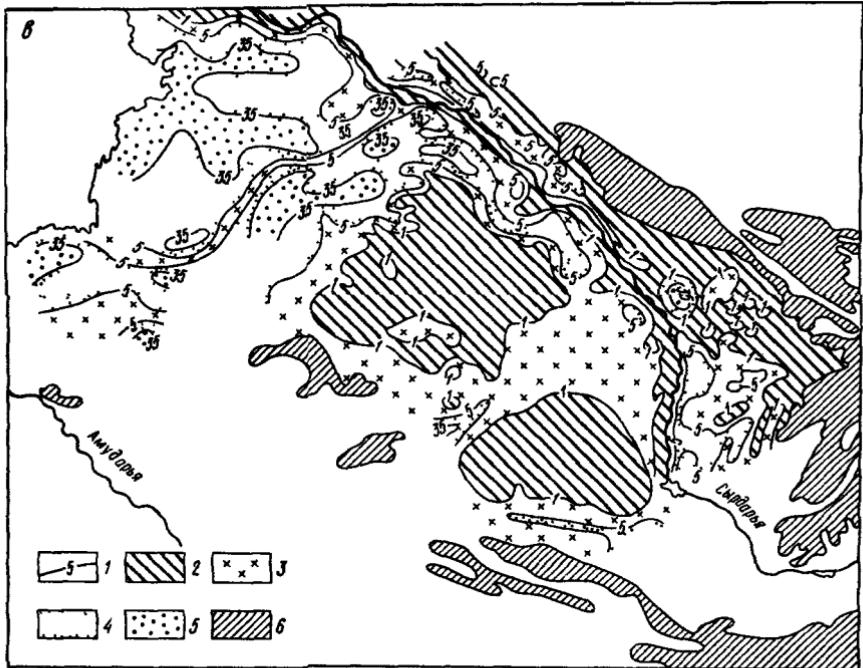


Рис. 7. Определение минерализации грунтовых вод Сырдарьинского артезианского бассейна по геофизическим данным.

*a* — карта удельного электрического сопротивления пород, насыщенных грунтовыми водами; 1 — изоомы ( $\Omega \cdot \text{м}$ ); зоны различного сопротивления ( $\Omega \cdot \text{м}$ ) — 2 — менее 20, 3 — 20—50, 4 — 50—100, 5 — 100—1000; 6 — выход на поверхность складчатого основания; *b* — карта изменения мощности зоны взаимодействия. 1 — линии равных мощностей ( $\text{в м}$ ); зоны различной мощности ( $\text{в м}$ ) — 2 — менее 5, 3 — 5—20, 4 — 20—40, 5 — более 40; 6 — выход на поверхность складчатого основания; *c* — схематическая карта минерализации грунтовых вод по данным гидрогеологических и геофизических исследований; 1 — линии разных значений минерализации ( $\text{г/л}$ ); зоны с различной минерализацией ( $\text{г/л}$ ) — 2 — менее 1, 3 — 1—5, 4 — 5—35, 5 — более 35; 6 — выход на поверхность складчатого основания

зону грунтовых вод, региональный водоупор, серию чередующихся комплексов водоносных и водоупорных пород, слагающих основную часть разреза артезианского бассейна, и зону преимущественно трещинно-жильных вод складчатого основания (или фундамента).

Зона грунтовых вод, представленная, как правило, рыхлыми породами, имеет довольно сложное строение, резко меняющееся по площади и разрезу. Расчленение ее на отдельные комплексы с помощью электро- и сейсморазведки до глубины 200—300 м требует детальных исследований. При региональном гидрогеологическом картировании приходится ограничиваться выделением в разрезе лишь отложений древних переуглубленных русел, грубообломочных пород предгорных конусов выноса,

песчаных линз с пресными водами, толщ флювиогляциальных отложений и т. п. [20].

Граница, отделяющая зону грунтовых вод от зоны напорных (артезианских) вод, хорошо прослеживается с помощью метода ВЭЗ, позволяющего фиксировать поверхность регионального водоупора, обычно представленного низкоомными глинистыми либо высоковоомными плотными карбонатно-хемогенными породами. Задача надежно решается и методами сейсморазведки – КМПВ, МОВ. Их используют, например, когда грунтовые воды отличаются повышенной минерализацией, так как породы, насыщенные этими водами, и глины регионального водоупора становятся геоэлектрически неразличимыми.

Более сложная задача – прослеживание подошвы регионального водоупора. Когда водоупорные породы сложены глинистыми образованиями, такую задачу легко решить в краевых частях артезианских бассейнов, где мощность водоупора сравнительно мала, а минерализация напорных вод, циркулирующих непосредственно под указанным водоупором, невысокая. В центральных частях бассейна обычно уже весь разрез представляет собой геоэлектрически слабодифференцированную толщу. Лишь сейсморазведка, как правило МОВ, позволяет решить эту задачу.

Наиболее сложно расчленить осадочную толщу, перекрытую региональным водоупором, на серию водоносных и водоупорных комплексов. С помощью электроразведки иногда удается выделить мощные песчано-глинистые водоносные толщи с пресными водами, которые непосредственно залегают под региональным глинистым водоупором. В большинстве же случаев расчленить рассматриваемую толщу удается лишь с помощью МОВ или МОГТ в комплексе с каротажем скважин. Это касается разрезов, сложенных как песчано-глинистыми, так и карбонатно-хемогенными породами и др. (см. рис. 6, В).

В случае слабодифференцированных толщ, особенно при изучении бассейнов, осадочный покров которых сложен однородными песчано-глинистыми отложениями, в большинстве случаев лишь методы сейсморазведки (особенно МОВ и МОГТ) позволяют расчленить разрез, причем маркирующими границами обычно являются поверхности, отделяющие трансгрессивные и регressive серии отложений. Сочетание наземных сейсмических и скважинных наблюдений (в частности, вертикального сейсмического профилирования ВСП) облегчает решение задачи. Дополнительные возможности открываются в настоящее время при использовании высокочастотной (квантовой) азромагнитной съемки, позволяющей осуществлять геологическое картирование осадочных отложений под маломощным четвертичным покровом. В большинстве же случаев детальное расчленение слабодифференцированных разрезов осуществляют с помощью методов каротажа.

Прослеживание разломов и зон региональной трещиноватости. Разломы, образующиеся в результате неотектонических движений, характеризуются значительными вертикальными смещениями блоков; они создают обычно хорошие водовыводящие каналы. Напротив, древние необновленные (залеченные) разломы зачастую могут служить, в силу

**Рис. 8. Схема сопоставления основных водоупорных горизонтов с сейсмическими границами в разрезе Московского артазианского бассейна (по материалам Центрального геофизического треста)**

Система, отдель. (геологический антиклин)	Мощность, м	Положение водоупорного горизонта в разрезе	отражательные горизонты	Прослояющие горизонты	наименование водоупорных горизонтов, преимущественный состав пород
N	До 100				
K	До 200- 240				
J	До 80- 100				Кимеридж-керловый оксфордская толща, глина
T <sub>1</sub>	До 120				Бетпужская серия и татарский ярус, глины, алевролиты с прослойками песков, известники
P <sub>2</sub>	40- 180				
P <sub>1</sub>	55-50				
C <sub>3</sub>	80- 100				Щелковская толща, глины, мергели
C <sub>2</sub>	55-50- 110- 110- 10-90				Кревякинская толща, глины
C <sub>1</sub>	100- 250				Ростиславская толща, глины
	100- 300				Верейский горизонт, глины
	10-11				Верхи тульского горизонта, глины
D <sub>3</sub>	400- 800				Малевский горизонт, глины
D <sub>2</sub>	100-80- 80- 180- 20-25				Верхи старооскольского горизонта, алевролиты, глины
	40- 140				Черновярский горизонт, глины
	10-80				Нижняя часть морсодского горизонта, гипсы, ангидриты, каменная соль
O	240- 300				
E	15-15				Горизонт синих глин
Венд	300- 550				
Рифей	До 200- и более				
AR+PR					Породы кристаллического фундамента

разного рода вторичных процессов, гидрологическими экранами, препятствующими движению воды. При значительных амплитудах смещения блоков, соизмеримых с мощностью рыхлых отложений, разломы первого типа могут быть выявлены по данным ВЭЗ и электропрофилирования, а в более сложных случаях — по данным сейсморазведки. При региональных исследованиях активные разломы могут быть обнаружены по материалам многолетних сейсмологических наблюдений: вдоль них сосредоточиваются эпицентры землетрясений различной интенсивности.

Дополнительный материал о наличии разломов дают данные гравиразведки и магниторазведки. Сочетание разного рода гравитационных и магнитных аномалий вдоль определенных линий (в виде ступеней, максимумов, минимумов и т.п.) обычно свидетельствует об активности разломов. При этом следует иметь в виду, что гравитационные аномалии характеризуют как чехол, так и фундамент, а магнитные — лишь фундамент. Когда же соответствия в гравитационных и магнитных аномалиях не наблюдается, можно по опыту работ на Русской платформе (И.Б. Уразаев, 1972 г.) предположить, что разломы древние, образованные и угасшие до отложения покровного чехла<sup>1</sup>.

Активные разломы сопровождаются изменениями физических свойств пород осадочного покрова. Особенно это сказывается на величине электрического сопротивления. Так, при разгрузке вдоль разломов подземных вод, характеризующихся значительной минерализацией, с помощью электроразведки могут быть отмечены узкие аномальные зоны повышенной проводимости. В качестве примера выявления разломов "неструктурным" методом можно привести исследования А.В. Поспелова по Восточно-Сибирской платформе (см. рис. 2). В этих же условиях на площади распространения траппов можно выявить активные разломы по магнитометрическим данным, фиксирующим на общем фоне интенсивных магнитных полей узкие вытянутые аномалии нулевого или отрицательного значения.

В ряде случаев тектоническая активность разломов затухает во времени. В условиях слоистого разреза это проявляется в ослаблении интенсивности тектонических форм при движении вверх по разрезу. Например, в Московском артезианском бассейне многие разломы фиксируются по смещению блоков фундамента (на глубине в несколько километров). Выше по разрезу эти разломы отмечаются флексурами, еще выше — слабыми вытянутыми складками, а в верхней части разреза (в частности, в известняках верхнего карбона — нижней перми) вообще не проявляются в виде дислокаций. Однако именно над такими разломами карбонатные породы отличаются повышенной трещиноватостью и водообильностью. Поэтому изучение разломов фундамента, особенно эффективное методами сейсморазведки, способствует выявлению трещиноватых пород в верхней части разреза.

<sup>1</sup> Весьма ценную информацию при выявлении тектонически активных разломов дают ландшафтные, особенно аэрокосмические исследования (А.В. Садов и др., 1980 г.).

Следует отметить, что разломы в массивных породах (карбонетных, хемогенных, плотных песчаниках, эфузивных и т.п.) выделяются по геофизическим данным значительно лучше, чем в песчано-глинистых образованиях. Гидрогеологическая роль первых разломов существенно выше роли вторых.

**Бассейны трещинных вод.** При геофизических исследованиях ставятся следующие частные задачи, разрешение которых должно способствовать гидрогеологической стратификации изучаемых структур: 1) выделение в разрезе зоны аэрации; 2) определение мощности и состава рыхлых отложений, перекрывающих массивные породы; 3) картирование зоны экзогенной трещиноватости; 4) литолого-стратиграфическое картирование поверхности скальных пород под покровом рыхлых образований; 5) латеральное расчленение на отдельные литолого-стратиграфические комплексы пород, слагающих бассейны промежуточного типа; 6) прослеживание зон разломов (эндогенной трещиноватости). Решения первой задачи для бассейнов пластовых и трещинных вод принципиально не различаются.

Определение мощности и состава рыхлых терригенных отложений. Для изучения мощности рыхлых отложений используют электроразведку постоянным током (ВЭЗ, ЭП), сейсморазведку (МПВ, КМПВ), реже другие методы. Физической основой применения геофизических методов является резкий скачок на исследуемой границе удельного электрического сопротивления, скорости упругих волн, плотности пород и др. Наиболее часто применяют метод ВЭЗ. Привлечение его обусловлено возможностью параллельного решения многих задач. Обычно погрешность интерпретации ВЭЗ при оценке мощности рыхлых отложений составляет 15–20 %. При однородных условиях, особенно когда мощность рыхлых отложений не превышает 50 м, вместо ВЭЗ (или в комплексе с ВЭЗ) можно использовать электропрофилирование.

Изучение литологического состава рыхлых отложений методом ВЭЗ основано на тесной связи состава пород с удельным электрическим сопротивлением. Лишь в очень сложных условиях, например при меняющейся минерализации подземных вод, целесообразно ВЭЗ сочетать с другими методами (например, ВП). При региональных исследованиях детально расчленить маломощный покров не удается; обычно устанавливается лишь обобщенная (интегральная) характеристика его состава.

Иногда определение мощности рыхлого покрова методами электроразведки затруднено, в частности, из-за слабой геоэлектрической дифференцированности разреза. В этом случае электроразведку можно заменить гравиметрией или сейсморазведкой. Гравиметрическую съемку наиболее целесообразно использовать при резких изменениях мощности рыхлого покрова, например при прослеживании древних русел, глубоко врезанных в коренные породы.

С помощью сейсморазведки МПВ или КМПВ мощность рыхлых пород определяют, как правило, с высокой точностью (порядка 3–5 %). Проведение КМПВ затруднительно из-за наличия преломляющих границ, расположенных выше скальных пород – зеркала грунтовых вод или поверхно-

сти слоя высокоскоростных глин, залегающих непосредственно на массивных породах. В этих условиях применение поперечных или обменных волн совместно с продольными обеспечивает более надежное решение задачи. Наибольшую сложность при изучении мощности песчано-глинистых образований представляет случай, когда скальные породы отличаются интенсивной трещиноватостью, причем трещины заполнены водой или закольматированы глинистым материалом. При такой обстановке песчано-глинистые породы зачастую невозможно отделить от коренных методами электро- и сейсморазведки.

Картирование зон экзогенной трещиноватости. Трещиноватость скальных пород по генезису и морфологическим особенностям подразделяется на две основные категории: экзогенная, связанная главным образом с выветриванием пород, и эндогенная, обусловленная тектоническими процессами, в основном разломной тектоникой. Экзогенная трещиноватость хорошо коррелируется с рельефом местности, климатическими условиями, мощностью покрова, литологическим составом рыхлых и скальных пород и охватывает на значительной территории лишь приповерхностную часть скальных массивов (мощностью в первые десятки метров). Эндогенная трещиноватость, приуроченная к разного рода нарушениям и ослабленным зонам, напротив, узко локализована по площади, но прослеживается на большую глубину. При изучении экзогенной трещиноватости с помощью геофизических методов оконтуривают по площади участки пород интенсивной трещиноватости; оценивают мощности (в разрезе) трещиноватой зоны; определяют примерную характеристику литологического состава пород зоны трещиноватости.

Анализ физических свойств массивных и трещиноватых пород свидетельствует о возможности использования многих геофизических методов для оконтуривания зон повышенной трещиноватости. Наиболее эффективны электроразведка постоянным током (которая характеризуется повышенной глубинностью и меньше зависит от рыхлого покрова и состава скального основания) и сейсморазведка. Менее эффективна магниторазведка, однако невысокая стоимость работ и возможность решения многих задач делают ее использование особенно желательным.

Наиболее просто и надежно решается задача при незначительной мощности рыхлых отложений и несущественном влиянии ее на окончательные результаты. Заметное снижение электрического сопротивления, скорости упругих волн и плотности трещиноватых пород способствует эффективности применения этих методов. Однако при оценке мощности трещиноватых пород иногда возникают серьезные затруднения из-за: а) отсутствия существенной разницы в физических параметрах рыхлых и трещиноватых пород; б) градиентных изменений этих параметров в трещиноватой зоне от минимальных значений в верхней части до максимальных в подошве у контакта с монолитными породами.

При использовании метода ВЭЗ не всегда удается отделить рыхлые (особенно грубообломочные) породы от трещиноватых, а последние от массивных. Правда, некоторые полуколичественные оценки можно полу-

чить методом круговых ВЭЗ<sup>1</sup> путем определения коэффициента кажущейся анизотропии  $\lambda_k$  и зависимости  $\lambda_k$  от разносов  $AB$ : повышенная анизотропность трещиноватых пород позволяет по зависимости  $\lambda_k$  ( $AB$ ) приближенно выделить в разрезе их кровлю и подошву (А.А. Огильви, 1962 г.). При сравнительно однородных условиях и наличии градиентного нарастания электрического сопротивления трещиноватой зоны с глубиной можно использовать также метод нормированных разностей (А.Э. Голлербах, 1972 г.). Наиболее благоприятным в электроразведке является случай, когда низкоомные сравнительно мощные глины залегают на скальном основании.

При применении сейсморазведки в меньшей мере оказываются отмеченные выше затруднения. При градиентном нарастании скоростей с глубиной образуются рефрагированные волны. Сам по себе факт их образования свидетельствует о наличии мощной зоны выветривания. Возможны также приближенные оценки мощности трещиноватых пород по рефрагированным волнам [9 и др.].

При гидрогеологических исследованиях необходимо не только определение мощности трещиноватых пород, но и изучение гипсометрии их подошвы (или поверхности монолитных скальных водоупорных пород). Знание гипсометрии, т.е. абсолютных отметок поверхности ненарушенных пород, как показали исследования на Украинском щите [25] и в других областях, имеет чрезвычайно важное гидрогеологическое значение, поскольку зачастую эта поверхность является ложем стока, в пределах которого концентрируются подземные воды. Имеется определенная аналогия между такими ложами в массивных породах и древними погребенными долинами, высокая водообильность которых хорошо известна.

Литолого-петрографическое картирование поверхности скальных пород. Решение этой задачи геофизическими методами обычно возможно в условиях крутого залегания изучаемых пород. При картировании скальных пород основное внимание исследователей направлено на разделение их на потенциально водообильные (более трещиноватые) и неводообильные (слаботрещиноватые). К водообильным обычно относят карбонатные породы, гранитоидные интрузивы, кайнотипные эфузивы и др., к неводообильным — сланцы, метаморфические толщи, палеотипные эфузивы. Указанный перечень в различных районах может меняться. Иногда магматические породы одного и того же состава, но разного возраста резко различаются по водообильности [25].

При анализе геофизических полей необходимо использовать максимум диагностических признаков, характеризующих те или иные породы: знак и средний уровень интенсивности аномалий, изрезанность регистрируемых графиков, взаимное соотношение аномалий, конфигурацию их в плане и т. п. Поскольку редко удается лишь по одному геофизическому методу опознать ту или иную породу, используют несколько методов. В наибольшей мере применяют магниторазведку, которую обычно комплекси-

<sup>1</sup> Параллельно методом КВЭЗ можно определить доминирующее направление трещиноватости в массиве.

рут с электропрофилированием. Электропрофилирование дополняют небольшим объемом ВЭЗ, необходимым для расшифровки графиков профилирования и некоторых других целей. При малой мощности рыхлого покрова, его однородности и высоком сопротивлении вместо электропрофилирования на постоянном токе применяют метод радиокип (с измерением магнитной и электрической составляющих электромагнитного поля).

В условиях Урала, Украинского щита и некоторых других районов комплекс магниторазведки и электропрофилирования дополняют гравиметрией, иногда и сейсморазведкой КМПВ. Использование последних обусловлено недостаточной дифференцированностью пород по магнитным и электрическим свойствам.

Глубинное латеральное расчленение разреза. Рассмотренные выше исследования касаются в основном поверхностной части разреза скальных пород (обычно первые десятки метров). Иногда, однако, такая глубина недостаточна, особенно при исследованиях минеральных и термальных вод, при осушении месторождений полезных ископаемых, при изучении гидрогеологических амфасисов и т. л. Требуется объемное изучение массивов скальных пород. Опыт таких исследований в гидрогеологии пока еще незначителен. В то же время анализ аналогичных работ при поисках рудных и других полезных ископаемых позволяет выявить возможности глубинных исследований. Среди задач, решаемых геофизическими методами, можно назвать: а) послойное (латеральное) расчленение разреза массива; б) выявление в нем внутренних структур; в) оконтуривание глубоко скрытых интрузивов.

Послойное расчленение разреза консолидированного массива возможно в случае, когда горные породы не претерпели сильного метаморфизма и дислоцированы в относительно пологие складки. Такая картина повсеместно наблюдается на гидрогеологических структурах промежуточного типа. Наиболее полный разрез этих структур представлен четырьмя структурно-тектоническими ярусами (этажами). Комплекс геофизических методов позволяет осуществить такое крупное (генерализованное) расчленение разреза. Возможно и более дробное его расчленение, в частности выделение в промежуточном этаже серии водоносных и водоупорных комплексов. Так, с помощью электроразведки (ВЭЗ, МТЗ и др.) и сейсморазведки (КМПВ, МОВ) можно выделить в разрезе карбонатные, терригенные, эфузивно-пиросланцевые толщи пород. Например, в условиях Карпат, Крыма, Большого Кавказа, Копет-Дага, Центрального Кавказа и других районов методом ВЭЗ (ДЭЗ) хорошо прослеживаются водоносные известняки, залегающие среди терригенных и эфузивно-пиросланцевых пород. В Армении, на Камчатке и в других районах по ВЭЗ, МОВ и КМПВ фиксируется подошва лавовых водообильных образований, контактирующих с песчано-глинистыми водоупорами. На южном склоне Большого Кавказа с помощью ВЭЗ разрез подразделяется на несколько комплексов карбонатных пород, отделенных друг от друга толщами эфузивных и пиросланцевых пород, причем первые являются водоносными, вторые — слабопроницаемыми (И.М. Мелькановицкий, 1950 г.).

Объемное гидрогеологическое картирование гидрогеологических массивов резко ограничено, но полностью не исключено. И в этих условиях иногда удается на локальных участках выделить серию крупных комплексов пород, заметно отличающихся своей обводненностью. Так, например, в Южной Фергане, в районе Хайдаканского сурьмяно-рутутного месторождения методом ВЭЗ удается проследить поверхность мощных карбонатных пород под толщей сланцев и других силикатных пород (О.А. Аллахвердов, И.М. Мелькановицкий и др., 1965 г.). Аналогичное расчленение разреза складчатого основания по гравиметрическим данным в комплексе с ВЭЗ стали выполнять в последнее время в Сихотэ-Алиньской складчатой области и в южной части Буреинского массива (А.А. Фельдман, 1972 г.).

При более значительной литификации пород или в случае отсутствия условий, необходимых для послойного расчленения разреза, целесообразно выделять структурно-формационные зоны (т.е. обобщенные внутренние структуры) в складчатом основании (или фундаменте). Здесь особо важную роль приобретают магниторазведка и гравиразведка. Стратификация разреза в этом случае носит качественный характер, но и в таком виде она полезна, поскольку водоносность выделяемых структур заметно различается. В качестве примера приведем прослеживание структурно-формационных зон в пределах складчатого основания Туранской плиты по данным гравитационных и азромагнитных наблюдений (И.М. Мелькановицкий, 1964 г.).

Выделение внутри гидрогеологических массивов скрытых интрузивов также имеет большое значение при изучении подземных вод. Например, радоновые воды часто связаны с гранитными интрузиями, для которых характерна повышенная водообильность. Задача выделения таких тел успешно решается сейсмо-, магнито- и гравиразведкой. Особенно эффективна гравиразведка, так как гранитоидные массивы практически всегда отличаются пониженной плотностью и поэтому выделяются локальными отрицательными гравитационными аномалиями.

Прослеживание зон разломов. Эти исследования обычно проводят одновременно с литолого-петрографическим картированием скального основания. Выявить разломы по изменению мощности рыхлых отложений (как это делается при изучении бассейнов пластовых вод) в условиях щитов и горноскладчатых сооружений удается довольно редко. Задачу чаще решают на основе картирования поверхности скального основания путем выявления геофизических аномалий, обладающих, как известно, характеристическими признаками, свойственными разломной тектонике [2, 9, 13, 25, 27, 33 и др.].

Наиболее трудно, как и при изучении артезианских бассейнов, установить гидрогеологическую роль зон разломов. При геофизических исследованиях в каждом изучаемом регионе необходимо выявить серию диагностических признаков, позволяющих классифицировать разломы. К наиболее важным признакам, свидетельствующим о водообильности разломов, относятся: а) снижение электрического сопротивления пород; б) уменьшение сопротивления воды вдоль рек и ручьев при пересечении

ими разломов за счет разгрузки подземных вод (А.А. Огильви, 1979 г.); в) заметное снижение магнитности магматических пород; г) повышенная сейсмичность вдоль разломов. Особенно важно сопоставить геофизические и ландшафтные данные: последние, как правило, фиксируют тектонически активные разломы, причем наиболее активными в тектоническом и гидрогеологическом отношении являются участки пересечения этих разломов (Е.Я. Ранцман, 1980 г., А.В. Садов, 1979 г.).

## 2. ИЗУЧЕНИЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Наземные геофизические методы издавна используют для изучения минерализации подземных вод [19, 20, 23 и др.]. По геофизическим данным в отличие от геохимических можно лишь оценить общую минерализацию воды. Однако и такое решение важно, поскольку позволяет дискретные определения, получаемые по гидрогеологическим данным, превратить в непрерывную характеристику всего объема геологической среды (до значительных глубин).

Количественную оценку минерализации в большинстве случаев получают с помощью методов электроразведки. Она основана на четкой связи электрического сопротивления пород (а также естественной электрической поляризации ЕП или вызванной поляризации ВП) с минерализацией подземных вод. Однако методы ЕП и ВП (А.А. Огильви, 1956 г.) требуют детальной сети наблюдений и мало подходят для региональных исследований; лишь при среднемасштабных съемках при значительной и резко меняющейся минерализации грунтовых вод и непостоянстве литологического состава пород иногда используют метод ВП [19]. Поскольку по кривым ВЭЗ наиболее достоверно определяется электрическое сопротивление пород, метод ВЭЗ является ведущим при количественной оценке минерализации подземных вод. При выходе подземных вод на поверхность (либо при возможности их исследования в мелких горных выработках) минерализацию подземных вод можно оценивать с помощью резистивиметрии. Такой метод наибольшее применение получил при изучении бассейнов трещинных вод.

Методика геофизических исследований при изучении минерализации подземных вод существенно зависит от природных условий. Этот вопрос следует рассматривать раздельно для грунтовых, трещинно-грунтовых и глубоко циркулирующих напорных вод. Состав коллектиора подземных вод также заметно влияет на характер наблюдаемых геофизических полей. Поэтому различают изучение минерализации подземных вод в рыхлых песчано-глинистых отложениях и трещиноватых скальных породах. В наибольшей мере методика исследований разработана для артезианских бассейнов и менее — для гидрогеологических массивов. Большие затруднения возникают при изучении гидрогеологических структур промежуточного типа, что связано с одновременным изменением литификации пород и минерализации подземных вод. В этом случае возможны лишь самые приближенные качественные оценки.

В целом при гидрогеохимических исследованиях геофизическими ме-

тодами возможно одновременно решение следующих задач: 1) оконтуривание участков с пресными либо солеными водами; 2) определение мощности зоны пресных вод, а в отдельных случаях — расчленение разреза на толщи, насыщенные водами, резко отличающимися по степени минерализации; 3) количественная оценка степени минерализации подземных вод.

**Бассейны пластовых вод.** Рассмотрим малоглубинные исследования, направленные преимущественно на изучение грунтовых вод, и глубинные, ориентированные на исследование артезианских (напорных) вод.

**Малоглубинные исследования.** Наибольший опыт таких исследований накоплен при изучении рыхлых песчано-глинистых пород. В этих условиях на первом этапе работ сравнительную оценку минерализации грунтовых вод можно сделать, примерно оценив по геофизическим данным литологический состав и засоленность пород зоны азрации; мощность пород зоны азрации и характер гипсометрии зеркала грунтовых вод; литологический состав и фильтрационные свойства водоносных пород; наличие гидрогеологических "окон", по которым могут разгружаться напорные соленые воды. Дополнительную информацию дает изучение ландшафтно-индикационных признаков (С.Г. Ларичева, 1974 г.).

Литологический состав и засоленность пород зоны азрации существенным образом влияют на минерализацию грунтовых вод. Чистые пески, присутствующие в зоне азрации пустынных и полупустынных областей, способствуют понижению минерализации грунтовых вод (Н.А. Огильви, 1961 г.). Такие пески отличаются высокими сопротивлениями. При наличии в песках пылеватых глинистых частиц и при засалении пород зоны азрации их сопротивление заметно снижается, а грунтовые воды приобретают повышенную минерализацию. По изменению скорости упругих волн можно также судить о литологическом составе пород зоны азрации (С.А. Чекина, 1973 г.).

Мощность зоны азрации и гипсометрия зеркала грунтовых вод в условиях пустыни и полупустыни, где развиты процессы континентального засаления пород, могут служить надежным указателем степени минерализации подземных вод: чем больше мощность зоны азрации, тем, как правило, ниже минерализация подземных вод (В.Н. Чубаров, 1969 г.). Снижение минерализации зачастую также связано с увеличением гидравлического уклона гипсометрической поверхности грунтовых вод (А.Д. Судоплатов, 1955 г.); "горбы" в зеркале грунтовых вод обусловлены интенсивным инфильтрационным питанием; "впадины", напротив, свидетельствуют об его отсутствии. Положение уровня грунтовых вод может быть оценено с помощью метода ВЭЗ в сочетании с сейсморазведкой МПВ.

Литологический состав и фильтрационные свойства водовмещающих пород влияют существенным образом на их геозлектрические параметры. Особенно это заметно в условиях аридной зоны, для которой рядом исследователей выявлена корреляционная связь между минерализацией подземных вод и водообильностью пород [17].

**Влияние гидрогеологических "окон" на минерализацию особенно за-**

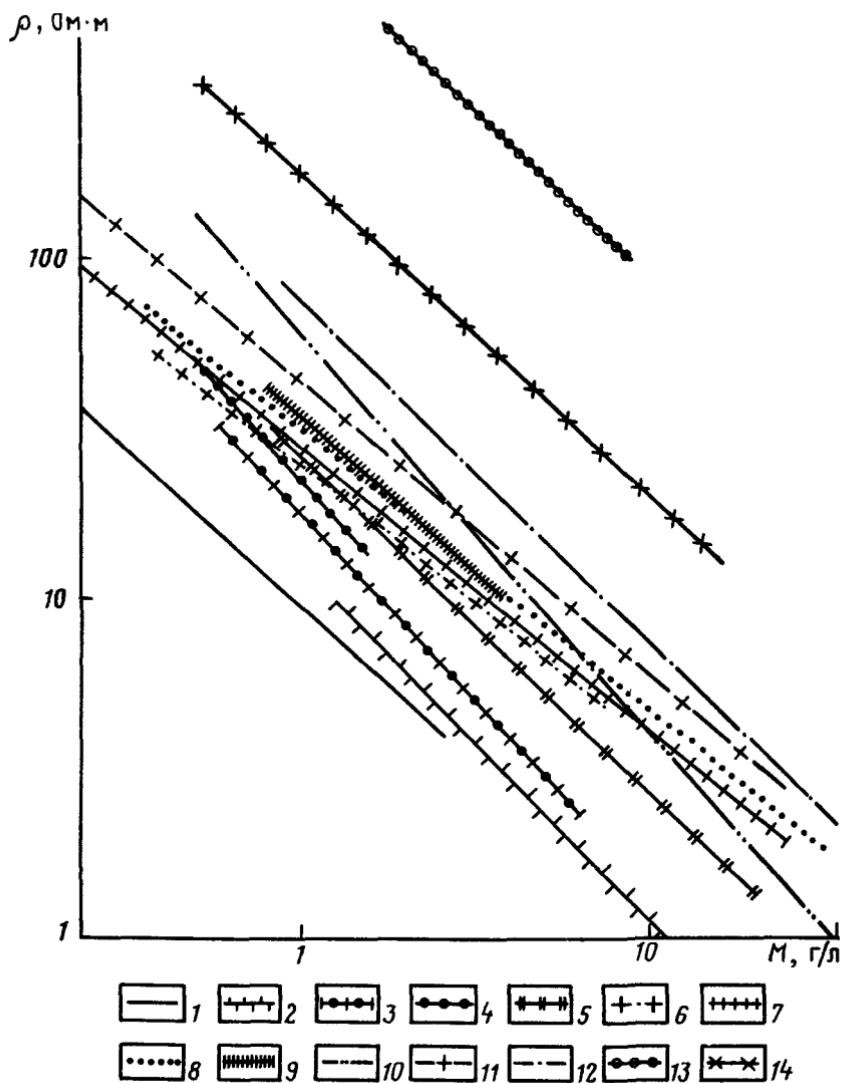


Рис. 9. Графики усредненной зависимости удельного электрического сопротивления пород  $\rho$  от минерализации насыщающих их вод  $M$  по различным районам Советского Союза.

1 — для карстовых вод района Дзержинска (И.А. Брашинина, 1976 г.); для терригенных рыхлых пород: 2 — Южно-Манышилакская впадина, песчано-глинистые породы верхнего мела (Ю.А. Осянин, 1970 г.), 3 — Сырдарьинский артезианский бассейн, песчано-глинистые породы верхнего мела (И.М. Мелькановицкий, 1979 г.), 4 — Заволжье, пески с прослойками глин хазарского яруса (Б.М. Бузинов, 1959 г.), 5 — Предгорья Восточного Копет-Дага, песчано-гравийные отложения краевых частей конусов выноса (В.В. Галаган, 1972 г.), 6 — юго-западная часть Западно-Сибирской низменно-

сти, песчано-глинистые отложения олигоцена – антропогена (В.А. Кузнецов, Л.П. Латышева, 1973 г.), 7 – Тургайский прогиб, песчано-глинистые отложения палеогена (В.Ф. Сомов, А.П. Чиркин, 1970 г.), 8 – Сырдарьинский артезианский бассейн, преимущественно лески плиоценена – антропогена (Н.Н. Горленко, 1977 г.), 9 – Павлодарская впадина, пески мела (Ю.А. Осанин и др., 1973 г.), 10 – Чуйская впадина, песчано-гравийные отложения плиоценена – антропогена (Н.Н. Шарапанов и др., 1975 г.), 11 – Вильюйская впадина, таликовые зоны (Т.Я. Карленко, 1976 г.), 12 – Кура-Араксинская низменность, песчано-гравийные отложения плиоценена – антропогена (А.Л. Шахназарян, 1974 г.), 13 – Северная Фергана, гравийно-галечниковые отложения конусов выноса (В.Е. Квон, 1973 г.); 14 – для трещиноватых закарстованных известняков Московского артезианского бассейна и северной окраины Донбеска (И.М. Мелькановицкий, А.Ф. Молляр, А.А. Нагоша и др., 1971–1977 гг.).

---

метно в артезианских бассейнах древних платформ. Здесь часто отмечается резкое увеличение минерализации грунтовых вод в речных долинах, пересекающих зоны крупных разломов, а также глубоко врезанных в коренные породы, когда нарушена целостность регионального водоупора. Повышенная минерализация грунтовых вод фиксируется резким снижением электрического сопротивления пород приповерхностной части разреза. В отдельных случаях разгрузка глубинных соленых вод столь велика, что фиксируется даже при резистивиметрических замерах речной воды [19 и др.]. Наличие гидрогеологических "окон" может быть установлено на основе обычных структурных построений.

В результате применения рассмотренных приемов интерпретации можно получить первое представление о распределении минерализации подземных вод. В дальнейшем при более или менее однородных геологогеофизических условиях и наличии необходимого числа опорных гидрогеологических пунктов целесообразно осуществлять количественную оценку минерализации грунтовых вод, главным образом по данным ВЭЗ, позволяющим с наибольшей надежностью определить электрическое сопротивление водовмещающих пород. Использование электроразведки для этого основано на прямой пропорциональности электрического сопротивления пород  $\rho_n$ , сопротивлению насыщающих их подземных вод  $\rho_0$  в значительном интервале минерализации:  $\rho_n = P \rho_0$ , где  $P$  – относительное сопротивление, обусловленное составом скелета пород, пористостью, извилистостью каналов и т.п. (В.Н. Дахнов, 1948 г.). Чем меньше величина  $P$ , тем в большей мере  $\rho_n$  зависит от  $\rho_0$  и тем точнее указанным способом можно оценить  $P$ . Наилучшие результаты получаются при изучении чистых однородных песков. Величину  $\rho_0$  нетрудно пересчитать в минерализацию подземных вод  $M$ . В настоящее время большинство исследователей для оценки минерализации подземных вод находят непосредственно связь  $M(\rho_n)$ , используя параметрические замеры у скважин и распространяя эту связь на всю изучаемую площадь или на ее часть. По материалам многих авторов, рассмотренные приемы определения  $M$  по данным ВЭЗ дают в благоприятных природных условиях вполне удовлетворительные результаты: средняя погрешность составляет примерно 20–25 %. Благоприятные условия в данном случае – это однородность среды, представленной преимущественно песками; соизмеримость мощности изучаемого

горизонта (обычно первый от поверхности водоносный горизонт) с мощностью зоны аэрации; ограниченный интервал минерализации, варьирующий от 0,5–1 до 5–10 г/л. На рис. 9 представлены в билогарифмическом масштабе графики корреляционных зависимостей  $M(\rho_n)$  для различных районов страны. Зависимости эти достаточно однотипны и могут быть в первом приближении выражены уравнением  $M = A/\rho_n$ , где  $A$  – постоянная величина, определяемая литологическим составом пород.

В дальнейшем при региональных исследованиях, видимо, целесообразно за основу брать это уравнение, а постоянную  $A$  находить на основе параметрических ВЭЗ у ограниченного числа скважин. При значительной площади и существенном изменении состава пород необходимо выявить закономерности изменения по площади параметра  $A$ .

В качестве примера совместного использования геофизических и ландшафтных характеристик для оценки минерализации грунтовых вод укажем на результаты наших расчетов по Восточным Кызылкумам, расположенным в центральной части Сырдарьинского артезианского бассейна. Были изучены корреляционные связи минерализации  $M$  подпесчаных линз пресных вод и окружающих их подземных вод с электрическим сопротивлением пород  $\rho_n$ , насыщенных этими водами; с сопротивлением пород зоны аэрации  $\rho_{3a}$ ; с глубиной залегания уровня грунтовых вод  $h_{3a}$ ; с относительным превышением рельефа  $\Delta h$  над местным базисом эрозии (долина р. Сырдарьи и акватория Аральского моря). Величины  $\rho_n$ ,  $\rho_{3a}$  были определены по данным ВЭЗ,  $h_{3a}$  – по результатам сейсмо- и электроразведки (отчасти и гидрогеологическим данным);  $\Delta h$  – по ландшафтным наблюдениям,  $M$  – по результатам опробования глубоких колодцев.

Для характеристики минерализации грунтовых вод представляет также интерес анализ величины поперечного электрического сопротивления зоны аэрации  $T_{3a} = h_{3a}/\rho_{3a}$ . Есть основание полагать, что чем выше  $T_{3a}$ , тем лучше фильтрационные свойства зоны аэрации и тем ниже минерализация грунтовых вод. Определение же  $T_{3a}$  зачастую намного проще и точнее, чем отдельно величин  $h_{3a}$  и  $\rho_{3a}$ .

Глубинные исследования. С середины 60-х годов наземные геофизические методы стали применять при гидрохимических исследованиях артезианских бассейнов. Глубина разведки в настоящее время достигла 1000 м и более. По этим данным оконтуриваются площади, где распространены преимущественно пресные либо соленые воды, определяется мощность зоны пресных вод, дается количественная (или полуколичественная) оценка степени минерализации подземных вод мощных водоносных комплексов. Такого вида исследования разными авторами проведены в Сырдарьинском, Приташкентском, Мангышлакском, Тургайском, Западно-Сибирском, Западно-Сахалинском, Московском бассейнах и др. Основным геофизическим методом является ВЭЗ.

В наибольшей мере методика разработана для разрезов, сложенных песчано-глинистыми породами. Установлено, что целесообразно сначала сделать качественное заключение на основе анализа тектоники бассейна и литологического состава слагающих его водоносных и водоупорных толщ.

Тектонический анализ особенно результативен, когда структуры бассейна имеют резкую, контрастную форму, т.е. когда тектонический фактор приобретает превалирующее значение. В результате сравнительного анализа гипсометрической карты кровли сенон-туронского водоносного комплекса Сырдарьинского бассейна с соответствующей картой минерализации подземных вод нами установлено, что в зонах крупных прогибов вдали от области питания концентрируются высокоминерализованные воды, а для областей поднятий характерны пресные или слабосолоноватые воды. Конседиментационный характер тектоники в определенной мере способствует этому.

Следующий этап исследований может заключаться в рассмотрении геоэлектрических характеристик разреза: дифференциальных геоэлектрических карт и разрезов с оценкой мощности и электрического сопротивления отдельных комплексов и интегральных, характеризующих мощные толщи пород. Сопоставление этих данных с данными гидрогеологических скважин позволяет наметить примерные градации геоэлектрических параметров пород, когда последние насыщены пресными либо солеными водами. В числе интегральных геоэлектрических характеристик разреза мы рекомендуем использовать суммарную и аномальную продольную проводимость осадочного покрова<sup>1</sup> (соответственно  $S_{\Sigma}$  и  $S_a$ ).

Наиболее общие представления о гидрохимических условиях крупных регионов при обзорных построениях можно получить на основе анализа карт  $S_{\Sigma}$ . Проиллюстрируем это на примере Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты.

В условиях Восточно-Европейской платформы величина  $S_{\Sigma}$  определяется главным образом мощностью и электрическим сопротивлением нижнего терригенного комплекса. Влияние остальных толщ, как показывают расчеты, на большей части изученной территории сравнительно невелико. Продольное сопротивление  $\rho_{||}$ , в свою очередь, определяется степенью минерализации насыщающих исследуемые породы подземных вод, литологическим составом и температурой этих пород, степенью литификации их и в меньшей мере некоторыми другими факторами. В результате сопоставления геофизических и гидрогеологических материалов (рис. 10) обнаруживается зависимость величины  $S_{\Sigma}$  от гидрохимической обстановки артезианских бассейнов. Действительно, с увеличением минерализации подземных вод заметно увеличивается проводимость  $S_{\Sigma}$ . Так, при наличии преимущественно пресных напорных вод в разрезе величина  $S_{\Sigma}$  составляет первые десятки, при наличии солоноватых и соленных вод — сотни, при наличии рассолов — более 1000—2000 См. Одновременно отмечается в целом большая проводимость пород нижнего терригенного комплекса в Восточно-Европейской платформе по сравнению с проводимостью осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Видимо, наличие галогенных и сульфатных пород обусловливает увеличение  $\rho_{||}$ . В то же время повышенная уплотненность пород, связанная с процессами региональной литификации, вызывает на отдельных участках заметное умень-

<sup>1</sup> К интегральной геоэлектрической характеристике разреза можно также отнести продольное сопротивление  $\rho_{||} = H/S$  (где  $H$  — общая мощность осадочного покрова).

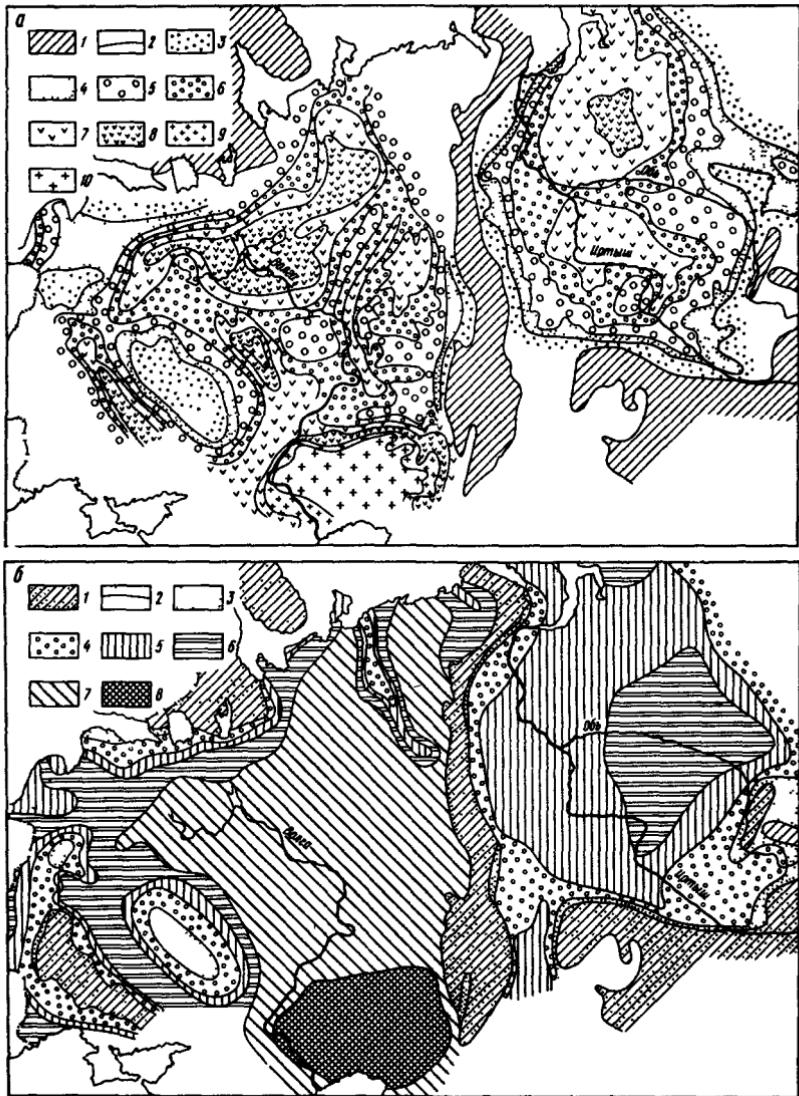


Рис. 10. Сопоставление геоэлектрической и гидрохимической характеристик платформенных областей.

а – карта суммарной продольной электрической проводимости платформенного покрова Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты (для Восточно-Европейской платформы по данным ВНИИГеофизики, ЦГГ, ГУЦР МГ РСФСР; для Западно-Сибирской плиты по сводным данным ВСЕГИНГЕО; использованы также материалы Г.А. Березиной, А.В. Комарова, В.Н. Троицкого и др.); 1 – выходы кристаллического фундамента (или складчатого основания) на поверхность; 2 – границы зон различной продольной электрической проводимости; значения  $S_{\Sigma}$

(в См) – 3 – менее 100, 4 – 100–200, 5 – 200–400, 6 – 400–600, 7 – 600 – 1000, 8 – 1000–2000, 9 – 2000–4000, 10 – 4000–12 000; б – гидрохимическая карта (по данным ВСЕГЕИ, 1967 г.) с некоторыми упрощениями: 1 – выходы кристаллического фундамента (или складчатого основания) на поверхность; 2 – граница между гидрохимическими поясами; гидрохимические пояса с преобладающим распространением артезианских вод с минерализацией (в г/кг) – 3 – менее 1, 4 – 1–10, 5 – 10–35, 6 – 35–140, 7 – 140–350, 8 – более 350

шение  $\rho_1$ , например на площади Волго-Камского региона. О наличии региональной литификации пород в этом регионе можно также судить по увеличенным значениям упругих и плотностных констант пород; аналогичная картина наблюдается на отдельных участках Западно-Сибирского артезианского бассейна [19].

Важно отметить, что на карте  $S_\Sigma$  по Западной Сибири зона максимальной минерализации артезианских вод в целом имеет иное положение по сравнению с гидрохимической картой СССР масштаба 1:7 500 000 (1966 г.). По карте  $S_\Sigma$  эта зона тяготеет к западной части артезианского бассейна, а по гидрохимической карте – к восточной. Однако карта  $S_\Sigma$  лучше увязывается с более поздними материалами, в частности с гидрохимическими данными Б.П. Ставицкого (1972 г.).

Более дифференцированную по площади характеристику гидрогеохимических условий можно получить при рассмотрении карт аномальной проводимости  $S_b$ , которые обычно строят для территории одного бассейна. В качестве примера укажем на карту  $S_b$  Сырдарьинского бассейна (см. рис. 5). Здесь весьма четко положительные аномалии соответствуют зонам повышенной минерализации подземных вод, циркулирующих в мощных толщах, а отрицательные – зонам пониженной минерализации. Интересно отметить, что прогибы на картах  $S_b$  (в отличие от карт  $S$ ) не всегда фиксируются как зоны повышенной проводимости. Так, в прогибах восточной части Сырдарьинского бассейна, где циркулируют пресные воды, отмечается невысокая электрическая проводимость.

При благоприятных условиях на заключительном этапе можно дать количественную оценку минерализации подземных вод, насыщающих мощные отложения. Сравнительно простой вариант отмечается, когда фундамент залегает на глубине до 300–500 м, водоносный комплекс обладает большой мощностью, породы достаточно однородны, а мощные водоупорные толщи отсутствуют. Такая ситуация наблюдается, например, в Мангышлакском бассейне (Ю.А. Осянин, 1969 г.). Здесь основной водоносный комплекс фиксируется на кривой ВЭЗ пологим минимумом  $\rho_k$ , и по величине этого минимума удается оценить минерализацию подземных вод.

При отсутствии мощных глинистых водоупоров можно также определить мощность зоны пресных вод: на кривых ВЭЗ повышенными сопротивлениями фиксируются пасчаные породы с пресной водой; под ними выделяются низкоомные образования, насыщенные водой повышенной минерализации. Такая картина наблюдается в восточной части Западно-Сибирского артезианского бассейна, на Западном Сахалине (Д.Д. Карнов, 1972 г.) и в других районах.

Более сложно оценить минерализацию подземных вод при глубине залегания пород 1000 м и более. В этом случае требуется постпойное расчленение разреза методами электро- и сейсморазведки. Непосредственную же оценку минерализации выполняют по данным электроразведки, позволяющей определить удельное электрическое сопротивление пород. Однако сопротивление слабопитицированных пород определяется не только минерализацией подземных вод, но и литологическим составом и температурой пород. Разработанные нами приемы интерпретации направлены на учет этих мешающих факторов.

Как известно, с увеличением глубины залегания возрастает температура, но понижается удельное сопротивление пород. Поправку на влияние глубины залегания пород или их температуры (что практически одно и то же) можно определить двумя способами. Первый из них основан на использовании данных термокаротажа скважин. Вычисления ведутся по формуле [40]  $\rho_0 = \rho_t / [1 + \alpha(t - t_0)]$ , где  $\rho_t$  — удельное сопротивление пород на глубине  $H$ , установленное по данным электроразведки;  $\alpha$  — температурный коэффициент ( $\alpha \approx 0,15 \div 0,025$ );  $t$  — температура пород на глубине  $H$ ;  $t_0$  — температура пород в приповерхностной части разреза;  $\rho_0$  — искомое удельное сопротивление при температуре  $t_0$  (например, 18 °C).

Другой способ учета температуры заключается в сопоставлении удельного сопротивления какого-либо изучаемого комплекса пород с глубиной его залегания  $H$  и построении соответствующего графика корреляционной зависимости. Предполагается, что все остальные факторы, влияющие на удельное сопротивление пород при таком подборе материала, являются случайными. При расчетах в качестве исходных данных можно использовать карту удельного сопротивления изучаемого комплекса, составленную по данным электроразведки и каротажа, и карты глубин и мощности этого комплекса. Последние можно объединить, составив карту глубин  $H_{ср}$  до середины исследуемого горизонта. Далее по заранее намеченной сети делают выборку значений удельного сопротивления и глубин и строят искомый график. Полученный график зависимости  $\rho(H_{ср})$  можно трансформировать в график или таблицу поправочных коэффициентов. Карту глубин от середины пласта следует преобразовать в карту поправочных коэффициентов и с помощью последней исправить исходную карту удельных сопротивлений. После внесения указанной поправки удельное сопротивление пород исследуемого комплекса будет отражать главным образом влияние Минерализации подземных вод и литологического состава пород.

Влияние состава пород на удельное сопротивление учитывают аналогичным способом. Требуется прежде всего выявить в общих чертах характер изменения по бассейну литологического состава пород изучаемого комплекса, для чего можно использовать готовые питолого-фаицальные схемы. На основании этих материалов составляют карту, в которой отражается отношение суммарных мощностей слабопроницаемых (глин, алевролитов) и хорошо проницаемых пород (песков, рыхлых песчаников, гравелитов и т.п.). Условно такую карту можно назвать картой глинисто-

сти  $C_{\text{гл}}$  (либо песчанистости). Далее сопоставляют значения удельных сопротивлений пород (предварительно исправленные на глубину залегания) с величиной, характеризующей их глинистость, строят соответствующий график усредненной зависимости  $\rho$  ( $C_{\text{гл}}$ ). График можно трансформировать в кривую поправочного коэффициента и т. п.

После введения рассмотренных поправок удельное сопротивление пород, как правило, оказывается достаточно четко связанным с минерализацией подземных вод. Для проверки следует построить график корреляционной зависимости скорректированного удельного сопротивления пород от минерализации вод. Когда геологические условия бассейна резко меняются по площади, целесообразно составлять несколько графиков применительно к отдельным сравнительно однородным участкам. В работе [17] иллюстрируются методика и результаты определения указанным способом минерализации артезианских вод Сырдарьинского бассейна. Гидрогеологические исследования последующих лет в общих чертах подтвердили картину, установленную по геоэлектрическим данным.

При резко меняющейся геологической характеристике различных участков бассейна целесообразно использовать и другие физические параметры — плотность пород, скорость упругих волн и т. п. Например, если зоны повышенных сопротивлений  $\rho$  и пластовых скоростей  $v_{\text{пп}}$  или средневзвешенных плотностей  $\sigma_{\text{ср}}$  совпадают, нет уверенности в том, что в этом месте минерализация подземных вод низкая. Возможно, рост перечисленных параметров связан с литификацией пород. Такая картина, в частности, наблюдается в центральной части Западно-Сибирского артезианского бассейна [17].

При изучении подземных вод высокой минерализации (более 20 — 30 г/л) зависимость  $\rho$  ( $M$ ) становится менее надежной, поскольку значительное изменение минерализации не приводит к заметным изменениям удельного сопротивления [22]; можно лишь оконтурить область, где распространены воды повышенной минерализации.

Иногда удельные сопротивления или другие параметры пересчитывать непосредственно в минерализацию не следует. Лучше исправленную карту удельных сопротивлений использовать для правильного проведения изолиний на карте минерализации, составленной по редкой сети водопунктов.

Основываясь на исследованиях, проведенных в Средней Азии, Западной Сибири и других районах, можно сделать заключение, что на результативных картах целесообразно проводить изолинии следующих значений минерализации: 1; 2; 5; 10; 20 г/л и т. д., т. е. сечение их должно изменяться примерно в геометрической прогрессии.

Более сложная задача — изучение минерализации подземных вод, насыщающих плотные (обычно карбонатные) породы. Качественное решение задачи для таких и песчано-глинистых пород идентично. Например, А.А. Огильви и др. (1969 г.) в Волго-Камском районе (вблизи Саранска) установили, что карбонатные породы карбона, перекрытые песчано-глинистыми молодыми образованиями, в зоне поднятий насыщены пресными водами, а в зоне прогибов — солеными.

Наиболее трудна и не всегда разрешима задача количественного определения минерализации подземных вод, циркулирующих в указанных породах. Однако принципиально такое решение на основе геоэлектрических исследований возможно. Благоприятными условиями в данном случае являются: а) значительная мощность водовмещающих пород, перекрытых геоэлектрически однородной сравнительно маломощной толщей песчано-глинистых обрезований; б) пологий рельеф поверхности исследуемой водоносной толщи; в) слабые изменения по площади ее трещиноватости и глинистости; г) значительные в пределах изучаемой территории перепады минерализации подземных вод. Рассмотрим два примера.

В центральной части Московского артезианского бассейна по результатам наших исследований намечается связь сопротивления  $\rho$  кербонетных пород верхнего кербона — нижней перми, определенного на основе анализа правых есимптотических ветвей кривых ВЭЗ, с величиной минерализации  $M$  подземных вод, установленной по данным гидрогеологического опробования скважин:

$\rho$ , Ом·м . . . . .	Более 200	200—150	150—110	110—90
$M$ , г/л . . . . .	Менее 0,5	0,5—1	1—2	2—5

Минерализация меняется не участке в 5—10 раз, а сопротивление лишь в 2 раза. Видимо, одновременно с минерализацией изменяются и другие характеристики, например трещиноватость и глинистость водовмещающих пород. Практически по имеющейся информации картирование минерализации затруднительно.

Более четкие результаты получены вдоль северной окраины Донбасса (А.А. Нагоша, А.Ф. Малая, 1972 г.). Здесь в поверхностной части залегают песчано-глинистые неоген-четвертичные и пелагеновые отложения мощностью до 100—140 м. В них циркулируют преимущественно пресные воды. Ниже распространена верхнемеловая мергельно-меловая толще мощностью 150—250 м, насыщенная пресными и солоноватыми водами. Под этими отложениями залегают верхнемеловые песчано-глинистые породы, мощность которых варьирует в широких пределах — от нуля до 250 м. Подземная вода в этих отложениях сконцентрирована в отдельных горизонтах песчаников и известняков; ее минерализация составляет 2—9 г/л. Наиболее водообильной является мощная толща залегающих ниже известняков нижнего карбона. Минерализация подземных вод в известняках значительно меняется: от 1—3 г/л на северо-западе района до 10 г/л и более на юго-востоке. Геофизические исследования основывались на специальных полевых электроразведочных наблюдениях (ВЭЗ с  $AB_{\max} = 4$  км), дополненных материалами гравимагнитных съемок. Вполне удовлетворительные результаты при оценке минерализации подземных вод в известняках нижнего карбона дает анализ карты  $\rho_k$  при  $AB = 3$  км. Установлена возможность выделения трех зон различной минерализации: а) менее 3 г/л ( $\rho_k = 60 \div 140$  Ом·м); б) 3—10 г/л ( $\rho_k = 30 \div 60$  Ом·м); в) более 10 г/л ( $\rho_k = 15 \div 30$  Ом·м). Решению задачи в рассмотренном примере способствовали несущественные изменения глубины залегания,

трещиноватости и глинистости карбонатных пород в пределах изучаемых площадей.

**Бассейны трещинных вод.** Методика изучения минерализации подземных вод, циркулирующих в рыхлом покрове бассейнов трещинных вод и бассейнов пластовых вод, аналогична. Более трудно определить минерализацию вод, насыщающих трещиноватые породы. Здесь возможно лишь качественное, реже количественное решение задачи, а именно: 1) определение мощности и состава рыхлых отложений, перекрывающих трещиноватые породы; 2) изучение литологического состава водовмещающих пород; 3) оценка электрического сопротивления этих пород методами ВЭЗ, ВП и др.; 4) определение сопротивления подземных вод с помощью резистивиметрии.

Большое значение для качественной оценки степени минерализации подземных вод имеет определение мощности и состава рыхлых отложений и изучение состава коренных пород. Увеличение мощности рыхлых пород и преобладание в их составе глинистых образований, препятствующих инфильтрации поверхностных и грунтовых вод, способствуют увеличению степени минерализации трещинных и трещинно-жильных вод. Также влияет на минерализацию подземных вод литологический состав коренных пород: обычно в карбонатных и некоторых других породах трещиноватость более значительная, и это обуславливает увеличение скорости фильтрации подземных вод и снижение их минерализации. Обратная картина отмечается в сланцах и других породах. Определение продольной проводимости рыхлых отложений, перекрывающих бассейн трещинных вод, помогает одновременно качественно оценить мощность этих отложений и их глинистость. Так, в юго-восточной части Украинского щита соленые воды с минерализацией  $M$  до 6–10 г/л сосредоточены в трещиноватых породах на площади, в осадочном чехле которых преобладают глинистые образования — мощность их достигает нескольких десятков метров (С.А. Вилинский и др., 1972 г.); здесь же фиксируются увеличенные значения минерализации подземных вод. Аналогичная картина наблюдается в Мугоджахах, Центральном Казахстане и в других местах.

Известно, что электрическое сопротивление скальных пород определяется главным образом степенью их трещиноватости и минерализацией подземных вод. Если удельное электрическое сопротивление плотных песчаников, пористых доломитов и известняков, насыщенных пресной водой, колеблется от 100 до 10 000 Ом·м (в среднем 500–1000 Ом·м), то сопротивление тех же пород, насыщенных высокоминерализованной водой, варьирует от единиц до нескольких сотен ом-метров (в среднем 20–40 Ом·м). Как для рыхлых, так и для трещиноватых скальных пород установлена пропорциональность удельного сопротивления пород сопротивлению подземных вод. Поскольку относительное сопротивление является для скальных пород весьма нестабильным параметром и меняется в очень больших интервалах, ясно, какие возникают трудности при попытке количественной оценки минерализации подземных вод по геоэлектрическим данным. Следует отметить, что при изучении бассейнов трещинных вод рассматривается поверхность разреза, где нестабильность геофизи-

ческих параметров особенно высока. Вследствие этого определение электрического сопротивления трещиноватых пород позволяет в большинстве случаев получить лишь сравнительные оценки общей минерализации подземных вод. Благоприятны в данном случае литолого-петрографическая однородность трещиноватых пород и отсутствие мощных покровных низкоомных рыхлых толщ. В указанных условиях удается с помощью геоэлектрических методов (обычно ВЭЗ) выделить в разрезе мощные толщи трещиноватых пород, насыщенных высокоминерализованной водой. Например, на одном из участков в районе Карпат удалось расчленить массив карбонатных пород до глубины 300–500 м, отделив массивные ( $\rho$  до 1500 Ом·м) и трещиноватые ( $\rho = 100 \div 300$  Ом·м) известняки с пресной водой от тех же известняков, насыщенных минерализованной водой ( $\rho = 40 \div 50$  Ом·м). На кривых ВЭЗ зафиксирован разрез типа К или КО (Н.Н. Кабин, 1971 г.).

Особенно благоприятная обстановка для применения геофизических методов имеется на морских побережьях (Дж. Бенвенути, 1972 г.). Так, на побережье Италии, Греции и других стран Средиземноморья, где широко распространены карбонатные сильно закарстованные породы, удается с помощью метода ВЭЗ зафиксировать проникновение морских соленых вод в толщу известняков.

При геоэлектрических исследованиях платобазальтов в районе Советской Гавани (В.В. Казанцев, 1965 г.) в разрезе выявлено несколько геоэлектрических горизонтов: массивные базальты ( $\rho = 200$  Ом·м), трещиноватые базальты с пресной водой ( $\rho = 100$  Ом·м), те же базальты с морской водой ( $\rho = 10$  Ом·м). Последние фиксируются в непосредственной близости к морю. Аналогичные условия складываются при изучении зон скопления минерализованных вод в соленосных разрезах Донбасса и других районов [19]. Снижение электрического сопротивления сопровождается здесь существенным увеличением продольной проводимости всей исследуемой толщи, что также указывает на возможность высокой минерализации подземных вод.

Для количественной оценки общей минерализации трещинных и трещинно-жильных вод широко используют резистивиметрию. При резистивиметрических наблюдениях обычно все замеры приводят к одной стандартной температуре  $t$ , равной 18 или 20 °С. Температурная поправка весьма существенна. Поэтому А.А. Огильви (1979 г.) рекомендует резистивиметрию и термометрию применять совместно, тем более что сами по себе термометрические замеры позволяют решить многие задачи.

Резистивиметрия — чрезвычайно эффективный, простой, недорогостоящий метод, способствующий решению многих задач (А.А. Огильви, 1979 г.): выявлению поверхностных и субмаринных источников подземных вод; оценке минерализации этих вод, а также вод, загрязненных промышленными стоками; изучению изменения минерализации исследуемых вод во времени.

### 3. ИЗУЧЕНИЕ ДИНАМИКИ ПОДЗЕМНОГО ПОТОКА

При региональных гидрогеологических исследованиях геофизическими методами бассейнов различных типов могут решаться следующие задачи: определение направления и скорости подземного потока; обнаружение мест питания и разгрузки подземных вод; исследование интенсивности перетока между водоносными горизонтами; изучение фильтрационных характеристик водоносных и слабопроницаемых толщ.

Для определения направления и скорости подземного потока (как и при поисках и разведке подземных вод и других детальных исследованиях) используют методы заряженного тела (МЗТ), маркирования подземных вод радиоактивными изотопами, естественного поля и др. [20, 22 и др.]. При региональных исследованиях этой информации недостаточно. Целесообразно использовать также результаты определения уровня грунтовых вод, позволяющие по большой площади дать заключение о направлении движения подземного потока. Данные о рельефе местности, уровне поверхностных водоемов и водотоков, выходе родников и т.п. дают возможность с учетом геофизической информации наиболее полно решить задачу.

Изучение конфигурации уровня грунтовых вод позволяет попутно охарактеризовать водообильность пород. Действительно, четко прослеживаемая геофизическими методами граница, связываемая с зеркалом трещинно-грунтовых вод, свидетельствует о высокой степени трещиноватости пород. При слабой трещиноватости пород уровень грунтовых вод резко погружается в сторону водоемов; наоборот, при значительной трещиноватости он слабо зависит от рельефа местности, отличаясь пологим уклоном. Увеличенная скорость подземных вод также свидетельствует о сильной трещиноватости и большой проницаемости пород.

При выявлении областей питания и разгрузки большое значение имеют косвенные и прямые наблюдения. Косвенные наблюдения заключаются в оконтуривании участков, которые потенциально могут быть гидрогеологическими "окнами" (области малой мощности и хорошей водопроводимости рыхлых пород зоны азрации, участки разломов и повышенной трещиноватости скальных пород и т.п.). Особенно важными в этом отношении являются исследования на акваториях рек, озер, в прибрежной части морей. Имеются примеры выявления по данным сейсмо- и электроразведки мест разгрузки подземных вод на дне моря по древним глубоко врезанным долинам и зонам разломов. Ценную информацию дают также гидрохимические исследования, выполненные по геофизическим данным. Например, в условиях Сырдарьинского бассейна совпадение зон распространения пресных грунтовых и пресных напорных вод позволило сделать вывод (с учетом некоторой дополнительной информации) о наличии в Восточных Кызылкумах обширной области дополнительного питания, что получило подтверждение в последующих гидрогеологических исследованиях ВСЕГИНГЕО. Выявление обширных областей питания на водоизделах, склонах долин рек служит косвенным показателем увеличенной водообильности коренных пород.

Прямые исследования заключаются в непосредственном наблюдении процессов фильтрации и связанных с ними геофизических аномелий. Сюда следует отнести изучение температуры и электрического сопротивления воды в родниках и водоемах, позволяющее не только зафиксировать движение подземных вод, но и количественно оценить это явление в пространстве и путем повторных наблюдений во времени (А.А. Огильви и др. 1978 г.).

Участки гидравлической связи напорных горизонтов могут быть обнаружены при изучении артезианских бассейнов прежде всего на основе структурных построений, в результате которых выявляются гидрогеологические "окна". При некоторой дополнительной гидрогеологической информации можно оценить сравнительную интенсивность перетока подземных вод из одного горизонта в другой при наличии разделяющего их водоупора. Действительно, величине перетока в этом случае составляет  $Q_1 = K_{f1} \Delta z / h$ , где  $K_{f1}$  — коэффициент фильтрации водоупорных пород мощностью  $h$ ;  $\Delta z$  — разница в уровне водоносных горизонтов, разделенных водоупором.

Величина  $K_{f1}$ , как правило, неизвестна. Но если вместо этой величины использовать соответствующий массовый геофизический параметр, можно получить распределение по площади сравнительной характеристики  $Q'$ . Удельное электрическое сопротивление достаточно четко характеризует фильтрационные свойства глинистых пород. Поэтому можно записать  $Q'_1 = \rho \Delta z / h = \Delta z / S$ .

Таким образом, по геофизическим данным необходимо знать лишь распределение продольной проводимости  $S$  водоупора. В работе [17] показано распределение величины  $\Delta z / S$  по Сырдаринскому бассейну. Здесь  $\Delta z$  — разница между уровнем грунтовых вод и пьезометрическим напором артезианских вод, циркулирующих под региональным водоупором в отложениях сантона — турона.

Гидрогеологические данные в целом хорошо подтверждают картину, полученную по материалам геофизических исследований.

Оценка фильтрационных свойств пород — наиболее сложная и важная задача геофизических исследований. Ее решение требует предварительного рассмотрения вопросов, касающихся стратификации разреза и гидрохимических условий бассейнов. Вместе с тем изучение фильтрационных свойств пород позволяет более надежно оконтурить участки гидравлической связи различных водоносных горизонтов, выявить области питания и разгрузки подземных вод и т.п.

Для качественной оценки фильтрационных свойств пород на самом первом этапе исследования ценную информацию дает изучение по геофизическим материалам тектоники бассейна. Об увеличенной водообильности исследуемых толщ обычно свидетельствуют наличие антиклинальных складок, особенно круtyх, осложненных резломной тектоникой, увеличение мощности водоносных горизонтов, сокращение мощности перекрывающих водоупорных отложений и т.п. Также ценную информацию получают в результате изучения литологического состава пород, их физического состояния (уплотнения, трещиноватости и др.).

Рассмотрим задачу количественной (полуколичественной) оценки фильтрационных свойств водоносных и слабопроницаемых (водоупорных) пород раздельно для бассейнов пластовых и трещинных вод.

Бассейны пластовых вод. В настоящее время наиболее полно разработана методика оценки фильтрационных свойств песчано-глинистых пород, в меньшей мере — сцементированных песчаников, известняков и других плотных осадочных пород.

Водоносные песчано-галечниковые отложения. Общая закономерность, характерная для этих образований при условии залегания их ниже уровня грунтовых вод, — увеличение электрического сопротивления пород по мере обогащения разреза хорошо проницаемыми разностями. Это доказано работами многих исследователей (А.И. Завельев, 1969 г.; А.А. Огильви, 1964 г.; В.К. Хмелевской, 1976 г.; В.А. Шемшурина, 1957 г. и др.).

К началу 60-х годов относятся попытки количественно связать сопротивление  $\rho$  с пористостью  $k_p$  и коэффициентом фильтрации  $K_f$  пород. Но, как известно, прямой зависимости между удельным сопротивлением и коэффициентом фильтрации не существует. Много факторов влияет на эту связь: крупность и форма зерен обломочных пород, минерализация подземных вод, общая пористость пород, конфигурация порового пространства, температура пород, состав цемента и т. п. (В.Н. Дахнов, 1962 г.; В.Н. Кобранова, 1962 г.; Т.А. Павлова, 1979 г. и др.). Однако в конкретной природной обстановке при изучении ограниченного объема геологической среды отнюдь не все перечисленные факторы испытывают резкие изменения. В частности, температура пород, их литификация и некоторые другие параметры могут рассматриваться как постоянные. Более того, некоторые факторы взаимосвязаны, что способствует более четкому проявлению искомой связи. Например, обогащение разреза глинистым материалом обусловливает снижение  $\rho$  и ухудшение фильтрационных свойств пород. С другой стороны, происходящее при этом снижение скорости фильтрации подземного потока приводит к увеличению минерализации пластовых вод, что, в свою очередь, еще в большей мере обеспечивает снижение электрического сопротивления пород  $\rho$ .

В благоприятных условиях, как показала практика, можно эмпирически выявить достаточно четкую корреляционную связь  $\rho (K_f)$  для геологически однородных пород на ограниченных по площади участках [22]. Обычно наблюдается монотонное увеличение  $\rho$  вместе с увеличением  $K_f$ . Однако для галечников иногда фиксируется максимум на кривой  $\rho (K_f)$ , после чего отмечается обратная зависимость (с увеличением  $\rho$  величина  $K_f$  начинает убывать). Не исключена возможность, что это обусловлено цементацией пород известковистым материалом. Такая картина, например, наблюдается в конусах выноса Южной и Северной Ферганы (И.Д. Зимкин, 1973 г.; И.М. Мелькановицкий, 1952 г.), в аллювиальных отложениях Южного Буга (М.Н. Байсарович, 1978 г.) и в других местах.

С конца 60-х годов, по предложению автора, для прогнозной сравнительной, а в отдельных случаях и полуколичественной оценки водопроводности пород, насыщенных грунтовыми либо напорными водами, стали

привлекать получаемую при интерпретации кривых ВЭЗ величину поперечного электрического сопротивления  $T_3 = h\rho$  (где  $h$  – мощность изучаемого горизонта или комплекса). Поскольку имеется определенная связь между  $\rho$  и  $K_f$ , можно полагать, что поперечное электрическое сопротивление  $T_3$  и водопроводимость тех же пород  $K_m = mK_f$  (где  $m$  – эффективная мощность водоносного горизонта) также взаимосвязаны. Корреляционная связь  $T_3$  ( $K_m$ ) более четкая, чем связь  $\rho$  ( $K_f$ ). Действительно, водопроводимость  $K_m$  по данным откачек скважин оценивают с точностью, существенно превышающей точность определения  $K_f$ , поскольку для установления коэффициента фильтрации необходимо знать эффективную мощность водоносного горизонта  $m$ , а это часто связано с большими погрешностями. С другой стороны, при изучении песчаных или гравийно-галечниковых отложений на кривых ВЭЗ обычно фиксируется разрез типов К, КО и др. Определять по таким кривым  $T_3$  в силу принципа эквивалентности можно более точно, чем  $\rho$ . Таким образом, если максимальные погрешности при оценке параметров  $T_3$  и  $K_m$  обычно не превосходят нескольких десятков процентов, то при определении  $\rho$  и  $K_f$  они могут быть на порядок выше.

Исследования, проведенные в Сырдарьинском, Ферганском и Западно-Сибирском артезианских бассейнах со всей очевидностью подтвердили высокую эффективность предложенного приема [18, 20]; положительные результаты получены позже другими исследователями в самых разнообразных природных условиях. Рассмотрим несколько примеров.

В конце 60-х годов нами были завершены работы в Сырдарьинском бассейне, где впервые был опробован предложенный прием интерпретации. Построения выполнены в масштабе 1:200 000–1:500 000 на площади около 200 тыс. км<sup>2</sup>. В результате получена полуокончательная оценка водопроводимости  $K_m$  комплексов как с грунтовыми водами, приуроченными к алювиальным и золовым плиоцен-четвертичным отложениям (рис. 11), так и с артезианскими водами в отложениях сантон-турона. Однако четкой корреляционной связи  $T_3$  ( $K_m$ ) получить не удалось ввиду чрезвычайно большой площади исследований со значительно меняющимися природными условиями и малым числом опорных гидрогеологических скважин; кроме того, был использован весьма разнохарактерный материал. Тем не менее приближенно установлены следующие соотношения значений  $T_3$  и  $K_m$  (табл. 17). Практически карты водопроводимости были составлены путем интерполяции значений  $K_m$ , определенных по отдельным скважинам, на межскважинные пространства на основе интерпретации кривых ВЭЗ.

Такой прием для больших территорий вполне оправдан, поскольку на различных площадях характер связи может меняться, тогда как общее соответствие величин  $T_3$  и  $K_m$  сохраняется. В дальнейшем геофизические построения были использованы при моделировании фильтрационного потока бассейна; данные по контрольным скважинам показали достаточно высокую степень надежности, обеспеченную гидрогеологической и геофизической информацией.

В районе Ферганской владины основные месторождения пресных под-

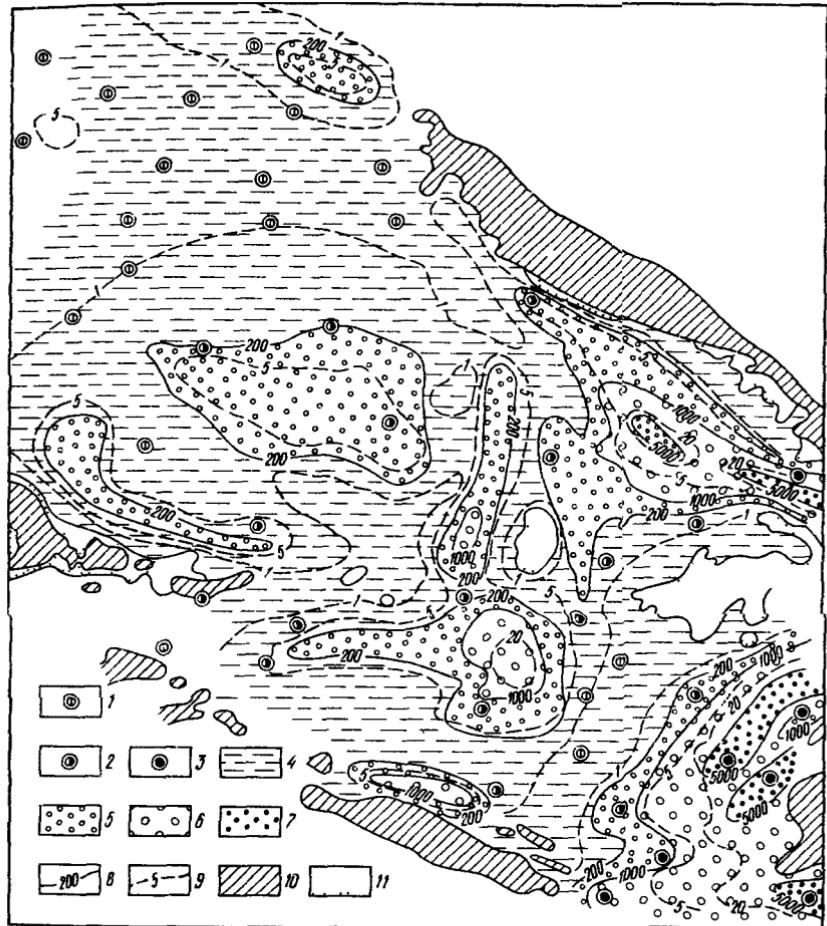


Рис. 11. Схематическая карта попечного электрического сопротивления  $T_3$  и водопроводимости  $K_t$  антропоген-плиоценовых пород Сырдар'инского артезианского бассейна (по гидрогеологическим и геофизическим данным).

Пункты, где по гидрогеологическим наблюдениям установлены примерно следующие значения  $K_t$  ( $\text{м}^2/\text{сут}$ ): 1 — менее 100, 2 — 100—1000, 3 — 1000—10 000; распределение водопроводимости  $K_t$  по площади ( $\text{м}^2/\text{сут}$ ). 4 — менее 200, 5 — 200—1000, 6 — 1000—5000, 7 — 5000—10 000; 8 — линии равных значений водопроводимости ( $\text{м}^2/\text{сут}$ ); 9 — линии равных значений  $T_3$  (в тыс.  $\text{Ом} \cdot \text{м}^2$ ); выходы на поверхность пород: 10 — палеозойских, 11 — мезозойских.

земных вод приурочены к конусам выноса [18]. В начале 70-х годов здесь проведены мелкомасштабные исследования (И.М. Мелькановицкий, А.С. Орловский, В.Я. Синельников, 1972 г.), в результате которых получены лишь сравнительные данные. Четким максимумом  $T_3$  (до 200 000—500 000  $\text{Ом} \cdot \text{м}^2$ ) отмечаются все известные конусы выноса с мощными

Таблица 17. Сопоставление величин  $T_3$  и  $K_m$  для  
Сырдарьинского артезианского бассейна

$T_3$ , тыс. $\text{Om} \cdot \text{m}^2$ (по данным ВЭЗ)	Средние значения $K_m$ , $\text{m}^2/\text{сут}$ , для водоносного комплекса	
	грунтовых и слабо- напорных вод в плиоцен-четвертич- ных отложениях	напорных вод в отложениях сено- на-туронов
500–1000	50	400
1000–2000	100–200	500
2000–10 000	200–500	800
10 000–20 000	500–2000	—
20 000–50 000	2000–10 000	—

водообильными отложениями. Центрально-Ферганская зона и межконусные пространства фиксируются минимумами  $T_3$  ( $10\ 000$ – $200\ 000$   $\text{Om} \cdot \text{m}^2$ ). Материалы о водопроводимости  $K_m$  аллювиально-пролювиальных отложений Ферганы хорошо сопоставляются с рассмотренными выше данными. К такому же выводу пришел С.Ш. Мирзоев (1979 г.), который на примере Ош-Араванской впадины в пределах конуса Ак-Бура доказал четкую связь водопроводимости  $K_m$  мощной водоносной толщи с поперечным электрическим сопротивлением  $T_3$ . Выявленная связь  $K_m$  ( $T_3$ ) позволила охарактеризовать по данным ВЭЗ (с использованием опорных наблюдений фильтрационных свойств) территорию, охватывающую несколько тысяч квадратных километров; контрольные скважины показали, что погрешность в определении водопроводимости составляет примерно 20 %.

Четкие результаты при оценке водопроводимости флювиогляциальных отложений с использованием связи  $T_3$  ( $K_m$ ) получены по многим площадям Белоруссии (А.И. Бобринев, 1980 г.). Сопоставление результатов интерпретации с контрольными данными бурения показало, что погрешность в оценке водопроводимости по данным ВЭЗ составила в среднем 30–40 %. Использование в этих же условиях величины поляризуемости пород  $\eta_K$ , определяемой по кривым ВЭЗ–ВП, дает значительно большие погрешности. Аналогичные положительные результаты при использовании связи  $T_3$  ( $K_m$ ) получены по Московскому артезианскому бассейну (Г.Д. Галин, 1981 г.), Поволжью (Т.А. Павлова, 1979 г.) и другим районам; имеется опыт и по зарубежным странам. На рис. 12 в билогарифмическом масштабе показаны графики зависимости  $T_3$  ( $K_m$ ). Все они могут быть аппроксимированы серией прямых, имеющих примерно один и тот же угол наклона к оси абсцисс. В общем виде семейство графиков описывается степенной функцией  $T_3 = BK_m^\beta$ . Величина  $B$  изменяется в зависимости от геологических условий объекта. Показатель степени  $\beta$  достаточно стабилен и для всех изучаемых объектов составляет 0,4–0,5.

Исследование величины  $B$  показывает, что она в первом приближении пропорциональна  $\sqrt{h}$  (где  $h$  – мощность исследуемой толщи), т.е. можно записать  $B = B' \sqrt{h}$ . Поскольку  $T_3 = \rho h$ ,  $K_m = K_f h$  и  $\beta = 0,5$ ,  $K_f = \rho_2 / B'^2$ . Таким образом, приведенная выше формула правомерна в определенном

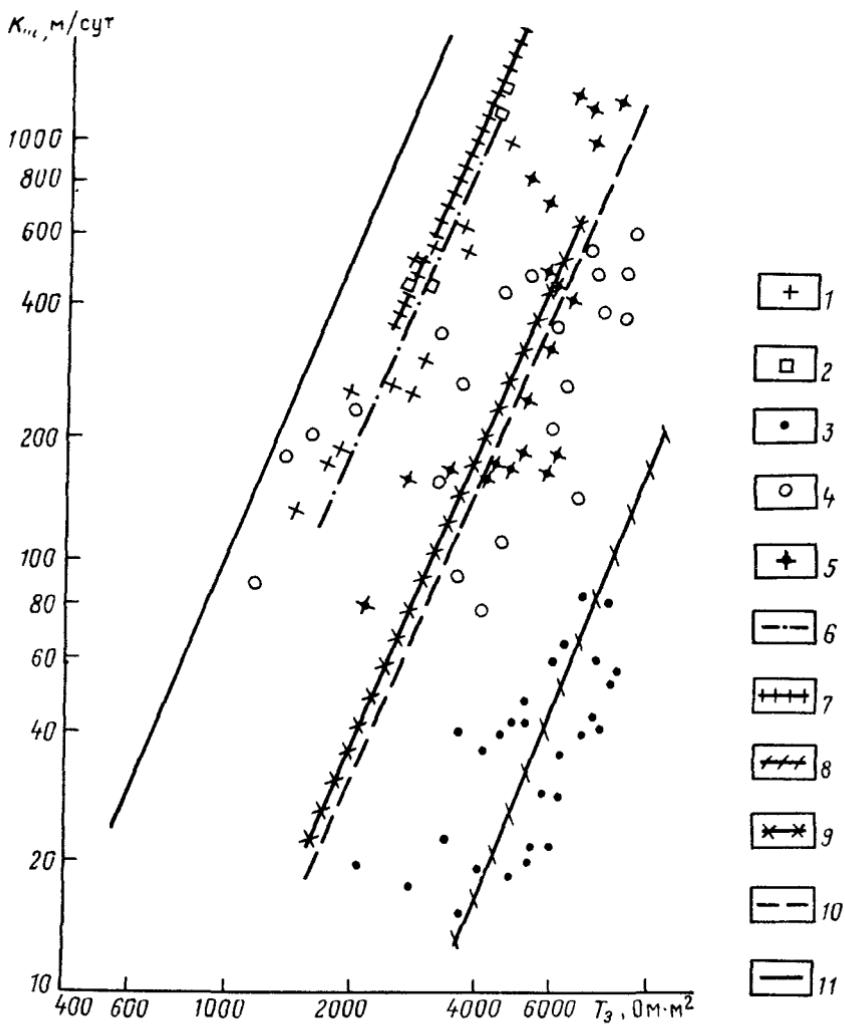


Рис. 12. Сопоставление графиков зависимости  $K_m (T_3)$  по различным регионам. Составил И.М. Мелькановицкий по данным А.И. Бобринева, Т.А. Павловой, а также данным собственных исследований.

Точки сопоставления величин  $K_m$  и  $T_3$ : 1 — Северо-Чаунская оросительная система (Куйбышевская область), 2 — Рязано-Васильевская оросительная система (Ульяновская область), 3 — участок "Стопбцы" (БССР), 4 — участок "Свиспочь" (БССР), 5 — участок "Птичъ" (БССР); графики зависимости  $K_m (T_3)$ : 6 — Северо-Чаунская система, 7 — Рязано-Васильевская система, 8 — участок "Стопбцы", 9 — участок "Свиспочь", 10 — участок "Птичъ", 11 — Сырдаринский артезианский бассейн (идеализированный график).

интервале при сравнительно небольших изменениях мощности  $h$ . При резких изменениях  $h$  по площади можно пользоваться для относительной оценки величины  $K_m$  приближенной формулой  $K_m = T_3^2/h$ , где  $K_m = K_m/K_{m_0}$ ;  $T_3 = T_3/T_{3_0}$ ,  $h = h/h_0$ ;  $K_{m_0}$ ,  $T_{3_0}$ ,  $h_0$  – значения изучаемых параметров в каком-то одном пункте.

При достаточной информации можно прейти от относительных значений к абсолютным.

В целом предложенный прием характеризуется достаточной универсальностью. Его эффективному использованию способствуют: а) фильтрационная и геоэлектрическая однородность и изотропность изучаемой толщи как по площади, так и по разрезу; б) стабильная литификация водоносных пород; отсутствие в них прослоев плотных горизонтов, характеризующихся высоким электрическим сопротивлением и плохими фильтрационными свойствами; в) отсутствие существенных изменений мощности водоносной толщи; г) заметное различие в геоэлектрических параметрах этой толщи и залагающих выше и ниже пород; д) стабильность минерализации подземных вод, насыщающих водоносные породы. Если эти условия не соблюдаются, необходима дополнительная информация за счет расширения числа используемых геофизических методов и привлечения новых геологических и гидрогеологических материалов. Наиболее ценную дополнительную информацию могут дать сейсморазведка и метод ВЭЗ–ВП.

Использование по отдельным профилям сейсморазведки позволяет более дробно расчленить разрез, выявить в его составе плотные (неводобильные) горизонты и наконец отделить водонасыщенные породы от зоны аэрации (практика показывает, что по данным ВЭЗ часто трудно определить верхнюю границу водонасыщенных пород, а без знания положения уровня грунтовых вод можно получить резко искаженные значения  $T_3$ ). Необходимо обратить внимание еще на одну важную особенность применения сейсморазведки КМПВ: установление с помощью этого метода глубины до поверхности грунтовых вод создает дополнительную возможность в изучении фильтрационных свойств пород. Действительно, выявив по геофизическим данным гипсометрию зеркала грунтовых вод и оценив по редкой сети гидрогеологических скважин распределение расхода подземного потока, можно, решив обратную задачу гидродинамики, определить значение  $K_m$ .

Метод ВЭЗ–ВП наиболее эффективен, когда разрез характеризуется слабой геоэлектрической дифференциацией либо когда минерализация подземных вод резко меняется по площади. Привлечение метода ВЭЗ–ВП целесообразно, конечно, лишь в ограниченных объемах при среднемасштабных съемках.

Водоупорные глинистые толщи. Методика изучения фильтрационных свойств водоупорных (слабопроницаемых) пород наиболее полно разработана в отношении глинистых образований. Нами по ряду бассейнов установлено, что там, где региональные водоупоры сложены однородными глинами (морского происхождения), положительные результаты можно получить, оценивая их мощность  $h$ , глубину залегания и некото-

ные другие элементы тектоники, а также сопротивление  $\rho$  и продольную проводимость  $S = h/\rho$ . Эти характеристики могут дать электро- и сейсморазведка.

Чем больше мощность  $h$  и глубина залегания  $H$ , тем обычно хуже проницаемость пород. В зоне антиклинальных структур проницаемость водоупора, как правило, улучшается вследствие обогащения терригенных пород песчаным материалом. Последнее наблюдается в тех случаях, когда складчатость имеет конседиментационный характер. Заметное увеличение трещиноватости, особенно в зонах разломов, иногда наблюдается и у древних глинистых образований, например палеозойского возраста (Н.А. Огильви, 1954 г.).

Известно, что фильтрационные свойства глинистых пород улучшаются в случае обогащения их песком, при этом соответственно увеличивается их электрическое сопротивление. Более информативным показателем, характеризующим водоупорные свойства глинистых толщ в целом, является, по данным наших работ, продольная проводимость  $S$  (И.М. Мелькановицкий, 1968 г.). Действительно, чем больше мощность водоупорных пород  $h$  и чем ниже их сопротивление  $\rho$  (т.е. чем беднее они песчанистым материалом), тем хуже проницаемость этих пород и тем выше проводимость, и наоборот. Повсеместно в краевых частях бассейнов, где водоупорные толщи выклиниваются, обогащаясь одновременно песчаным материалом, их сопротивление резко возрастает, а проводимость падает. В менее резкой форме это же наблюдается в зоне крупных поднятий.

Характерным примером в этом отношении является Ферганский артезианский бассейн. По данным электро- и сейсморазведки мощность водоупорных пород палеогена — миоцена на большей части Центральной Ферганы превышает 1000 м. В Юго-Восточной Фергане и в мелких межгорных депрессиях ее южного обрамления их мощность резко сокращена; породы обогащены грубообломочными фракциями, что улучшает их фильтрационные свойства. Наблюдается достаточно четкая зависимость удельного сопротивления водоупорных отложений от их состава: в Центральной Фергане фиксируется минимальное сопротивление (2–4 Ом·м); по периферии бассейна оно достигает 10–20 Ом·м и более. Это позволяет рассматривать карту продольной проводимости пород  $S$  как площадную характеристику водоупорных свойств.

Нами доказана возможность количественной оценки фильтрационных свойств однородных глинистых пород с применением балансовых уравнений подземного потока [18]. Расчеты основаны на использовании эмпирической формулы, связывающей коэффициент фильтрации глинистых пород при движении подземных вод поперек слабопроницаемой толщи с электрическим сопротивлением этих пород. В приводимых ниже расчетах рассматривается гидравлическая связь напорного (артезианского) горизонта с безнапорным.

Предположим, что в определенной области для слабопроницаемых отложений существует корреляционная связь между коэффициентом фильтрации и удельным сопротивлением. Для расчетов воспользуемся методом гидродинамических сеток. Будем изучать фильтрационный напорный горизонтальный поток, который имеет по различным створам, совпадаю-

щим с гидроизопьезами, расходы  $Q_{\parallel 1}, Q_{\parallel 2}, \dots, Q_{\parallel i}, \dots, Q_{\parallel n}$  и соответствующие уровни  $Z_1, Z_2, \dots, Z_i, \dots, Z_n$ . Это планово-двумерный поток с установленнымся режимом. Артезианский комплекс перекрыт относительным водоупором, через который в пределах изучаемой области проходит вертикально направленный поток  $Q_{\perp}$ . Его можно представить как сумму элементарных потоков

$$Q_{\perp} = \sum_{j=1}^k \sum_{i=1}^n q_{\perp i, j}.$$

Здесь  $k$  — число гидродинамических трубок, на которое разделен напорный поток;  $q_{\perp i, j}$  — элементарный поток, проходящий через ячейку гидродинамической сетки. Допустим, что по данным гидрологических наблюдений известны значения уровней и распределение расходов горизонтального потока  $Q_{\parallel}$  (вдоль всего створа) в начале и конце области фильтрации. Определим расход  $Q_{\perp}$  через региональный водоупор. Его можно оценить двумя независимыми методами: по разнице подземного потока в начале и конце области и по балансовым расчетам потока грунтовых вод. По первому методу

$$Q_{\perp} = \sum_{j=1}^k \sum_{i=1}^n q_{\perp i, j} = Q_{\parallel 1} - Q_{\parallel n}, \quad (1)$$

где

$$Q_{\parallel 1} = \sum_{i=1}^k q_{\parallel i, 1}; \quad Q_{\parallel n} = \sum_{i=1}^k q_{\parallel i, n}.$$

В выражении (1) сумма является алгебраической, учитывающей движение как вверх, т.е. разгрузку артезианских вод, так и вниз (дополнительное питание за счет грунтовых вод). Выражение (1) не охватывает теоретически всех возможных случаев, однако достаточно типично. При отсутствии поверхностных водотоков приход грунтовых вод включает инфильтрацию атмосферных осадков  $Q_a$  и подпитывание  $Q_{\perp}$  за счет артезианских вод (величина  $Q_{\perp}$  может иметь положительный и отрицательный знаки), а расход  $Q_{\omega}$  — испарение выпавших осадков и транспирацию растениями. Расходные статьи баланса  $Q_{\omega}$  можно рассчитать по методике Чубарова (1968 г.). Для этого необходимо знать мощность зоны аэрации, ее удельное сопротивление, а при использовании материалов аэрофотосъемки — характер растительного покрова и особенности геоморфологии местности. Если известен расход грунтового потока в начале  $Q_{r1}$  и в конце  $Q_{rn}$  рассматриваемой области, то можно при условии совпадения направлений грунтового и напорного потоков определить значение перетока

$$Q_{\perp} = (Q_{r1} - Q_{rn}) + Q_{\omega} - Q_q.$$

Второй вариант расчета может быть контрольным. Сосредоточим вни-

мание на первом варианте, по которому переток  $Q$  определяется по формуле

$$Q_{\perp} = \sum_{j=1}^k \sum_{i=1}^n K_{f_{\perp i, j}} \frac{\Delta z_{\perp i, j} \Delta \omega_{i, j}}{h_{\perp i, j}}. \quad (2)$$

Здесь  $\Delta \omega = l_{i, j} d_{i, j}$  – площадь элемента водоупора со сторонами  $l_{i, j}$  и  $d_{i, j}$ , через который идет переток;  $\Delta z_{\perp i, j}$  – перепад в этом элементе между уровнями напорных и безнапорных вод;  $K_{f_{\perp i, j}}$  – коэффициент фильтрации пород относительного водоупора;  $h_{\perp i, j}$  – мощность этих пород.

В выражении (2) известны все величины, за исключением коэффициента фильтрации  $K_f$ . Как показывает практика, для однородных пород регионального водоупора связь между величинами  $K_f$  и  $\rho_{\perp}$  в самом первом приближении можно записать в виде степени функции

$$K_{f_{\perp i, j}} = A \rho_{i, j}^a.$$

В этом выражении искомыми величинами являются  $A$  и  $a$ . Положим, что они постоянны для всего бассейна. В дальнейшем при необходимости бассейн можно разделить на отдельные районы, установив для них свои значения этих величин. После преобразований выражение примет следующий вид:

$$Q_{\parallel 1} - Q_{\parallel n} = A \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^n \rho_{i, j}^a \frac{\Delta z_{\perp i, j} l_{i, j} d_{i, j}}{h_{\perp i, j}}. \quad (3)$$

Если весь поток разделить на два потока, взяв в качестве границы между ними какую-либо линию тока, получим два уравнения с двумя неизвестными –  $A$  и  $a$ . Эти уравнения можно упростить за счет разбивки поля фильтрации на элементарные площадки стандартной величины, для чего следует использовать квадратную сеть. После деления одного уравнения на другое получим

$$\frac{Q_{\parallel 1} - Q_{\parallel n}}{Q_{\parallel 1} - Q_{\parallel n}} = \frac{\sum_{i'=1}^{k'} \sum_{j'=1}^{n'} \rho_{i', j'}^a \frac{\Delta z_{\perp i', j'}}{h_{\perp i', j'}}}{\sum_{i''=1}^{k''} \sum_{j''=1}^{n''} \rho_{i'', j''}^a \frac{\Delta z_{\perp i'', j''}}{h_{\perp i'', j''}}}, \quad (4)$$

где величины с одним штрихом характеризуют одну часть потока, с двумя штрихами – другую.

Равенство (4) можно свести к уравнению вида  $\varphi(a) = 0$ , где неизвестным является лишь  $a$ . Однако уравнение (4) дано в неявной форме. Его можно решить, построив зависимость  $\varphi$  от  $a$ , т.е. задаваясь различными

значениями  $a$ . Искомое значение находится, когда функция  $\varphi(a)$  обращается в нуль. Далее из уравнения (3) определяется постоянная  $A$ . Распространяя установленную зависимость  $K(\rho)$  на весь бассейн, можно по степенной функции повсеместно оценить коэффициент фильтрации глин регионального водоупора.

Для того чтобы определить погрешность способа, необходимо область фильтрации разбить не на два участка, а на три и более, что позволит составить число уравнений, превышающих число неизвестных. Однако это не всегда желательно, так как обычно гидрогеологическая информация имеется по ограниченному числу водопунктов, а составление при таком положении большого числа уравнений нецелесообразно ввиду значительной погрешности их решения. Надежнее расчеты, полученные по геофизическим материалам, сравнить с расчетами, проведенными только по гидрогеологическим данным, когда имеется оценка вертикальной разгрузки или питания по тем или иным участкам<sup>1</sup>.

Рассмотренные выше приемы расчета коэффициента фильтрации водоупорных глин апробированы на материалах нескольких бассейнов. Наиболее полно изучен Сырдарьинский бассейн. Внутри бассейна оконтурена замкнутая область. В качестве границ приняты гидроизопьезы либо линии тока. По данным гидрогеологических скважин, расположенных вдоль восточной и западной окраин бассейна, рассчитана разность расходов подземных вод основного артезианского горизонта (сенон—турон), входящих в контур и выходящих из него. Установлено, что  $K_f = 0.8 \cdot 10^{-5} \rho^2$ . Коэффициент фильтрации палеоген-мiocеновых глин меняется от  $10^{-5}$  —  $10^{-6}$  м/сут в области глубоких прогибов до  $10^{-3}$  —  $10^{-4}$  м/сут в зоне поднятий. Значения эти близки к расчетам ряда авторов непосредственно по Сырдарьинскому бассейну. С учетом перепада уровней  $\Delta Z$  (разницы между пьезометрическим уровнем напорных и гидростатическим уровнем грунтовых вод) установлено, что интенсивный переток из грунтовых вод в артезианские идет в Приташкентском районе, вдоль северной окраины гор Букантау и на некоторых других участках. В обратном направлении переток происходит в Восточной части Арысской впадины, к юго-востоку от Джусалинского поднятия и вдоль восточного берега Аральского моря. Выводы эти получили подтверждение в ряде работ гидрогеологов. Так, например, Н.А. Огильви и Л.В. Семенджева [26], использовав геофизическую информацию, составили в начале 70-х годов фильтрационную модель Сырдарьинского бассейна и рассчитали с высокой точностью пьезометрический уровень подземных вод меловых отложений. Ранее, до проведения этих исследований, А.А. Адылов (1965 г.) осуществил моделирование фильтрационного потока с привлечением лишь гидрогеологической информации и получил заметно отличающиеся результаты. Для всей территории Сырдарьинского бассейна коэффициент фильт-

<sup>1</sup> При наличии большого числа скважин, по которым (по гидрогеологическим данным) определен коэффициент фильтраций  $K_{f\perp}$  слабопроницаемых пород, можно непосредственно выявить корреляционную связь  $\rho(K_{f\perp})$ . Практически, однако, осуществить это крайне трудно, поскольку прямых определений  $K_{f\perp}$  чрезвычайно мало.

рации для глин регионального водоупора был принят им равным в среднем  $10^{-3}$  м/сут; здесь не было учтено наличие дополнительных областей питания и т. п. Неправомерность такого подхода доказана более поздними расчетами.

В 1975–1978 гг. были исследованы фильтрационные свойства водоупорных глин палеогена Тургайского артезианского бассейна. Изучение данных бурения скважин, материалов каротажа и интерпретации кривых ВЭЗ показало полную идентичность литологических и геоэлектрических характеристик пород водоупорных толщ, распространенных здесь и в прилегающем с юга Сырдарьинском бассейне. Это позволило, пользуясь методом аналогии, определить по геоэлектрическим картам фильтрационные характеристики пород регионального водоупора, выявить гидрогеологические "окна" (рис. 13).

Недостаток в гидрогеологической информации, сложность разреза и другие причины заставляют во многих случаях ограничиться лишь сравнительной характеристикой водоупорных свойств пород. В этом отношении типична обработка материалов по Западно-Сибирскому и Московскому артезианским бассейнам.

В результате интерпретации кривых ВЭЗ и материалов каротажа по Западно-Сибирскому артезианскому бассейну установлены закономерности изменения электрического сопротивления глин регионального водоупора палеогена [18]. Сопротивление этих пород меняется от 3–4 до 50–100 Ом·м и более. Минимальные значения сопротивления фиксируются на обширной площади между Казахским мелкосопочником и Широтным Приобьем. От этой области на север отходит узкая полоса минимумов  $\rho$ , которая прослеживается вдоль Урала. Вдоль западной и южной границ бассейна сопротивление увеличивается до 20–50 Ом·м. Наибольших значений оно достигает у восточной окраины низменности, по левобережью р. Енисей (до 400–500 Ом·м). Удельное сопротивление глин регионального водоупора, как и в других районах, четко увязывается с его литологическим составом. В настоящее время по Западной Сибири отсутствуют конкретные гидрогеологические материалы, позволяющие количественно судить о фильтрационной характеристике глин палеогена. Это не позволяет перейти непосредственно от удельного сопротивления к коэффициентам фильтрации. Однако можно предположить близость фильтрационных свойств пород палеогена Западной Сибири и Сырдарьинского бассейна. По-видимому, и в Западно-Сибирском бассейне коэффициент фильтрации прямо пропорционален  $\rho^2$ . Отсюда следует, что коэффициент фильтрации изучаемого комплекса Западно-Сибирского бассейна увеличивается на два-три порядка при переходе от его центральных областей к периферийным; одновременно выявлена новая область возможной скрытой разгрузки глубоких артезианских вод между Тобольском и Ханты-Мансийском; здесь резко увеличивается коэффициент фильтрации [18].

Более сложной оказалась задача изучения фильтрационных свойств глинистых водоупоров Московского артезианского бассейна и сопредельных районов. Здесь в разрезе верхнего терригенного комплекса

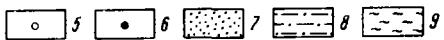
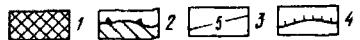
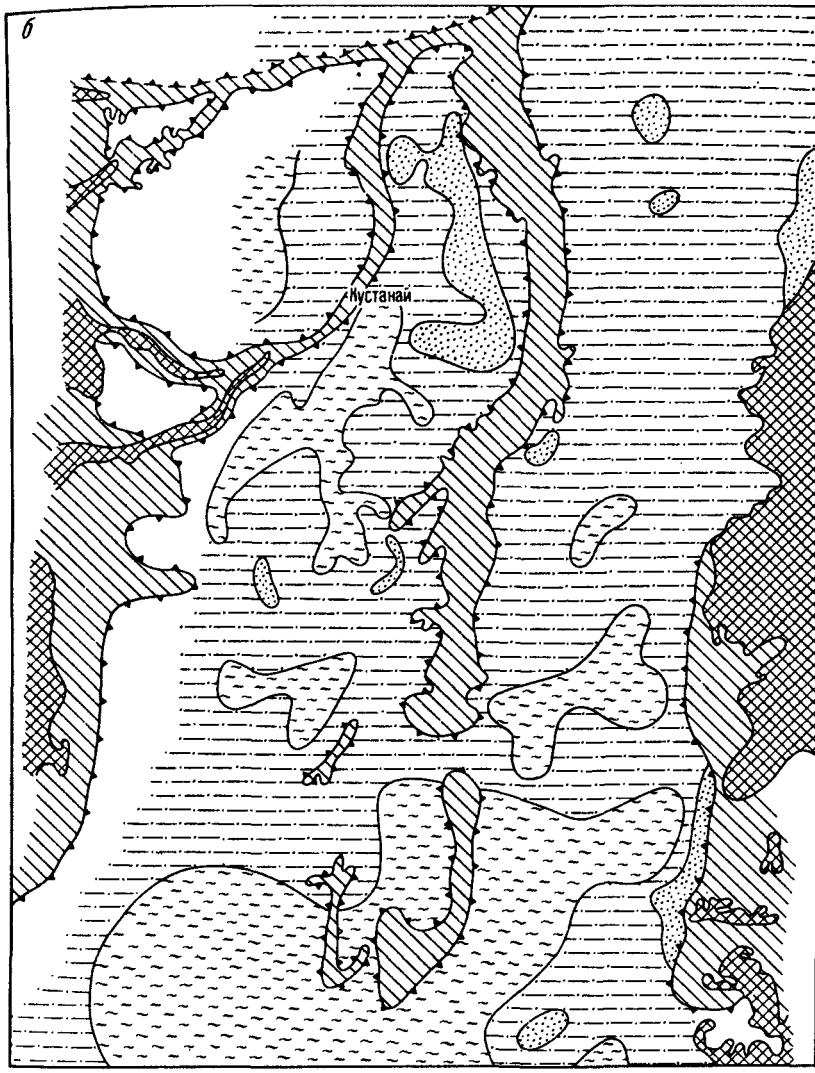


Рис. 13. Характеристика фильтрационных свойств пород регионального водоупора (чеганской свиты) северной части Тургайского артезианского бассейна по геофизическим данным. Составили И.М. Мелькановицкий и Е.В. Попова.

а — карта удельного электрического сопротивления пород; б — прогнозная карта коэффициента фильтрации пород; 1 — выходы на поверхность палеозойских пород; 2 — область отсутствия пород чеганской свиты; 3 — изомы; (в Ом·м); 4 — опорные участки по увязке данных геоэлектрического и литологического разреза; луники, по которым установлено сопротивление пород по данным: 5 — каротажа скважин, 6 — ВЭЗ; зоны с различным значением коэффициента фильтрации (в м/сут); 7 —  $10^{-5} - 10^{-4}$ ; 8 —  $10^{-4} - 10^{-3}$ ; 9 —  $10^{-3} - 10^{-2}$

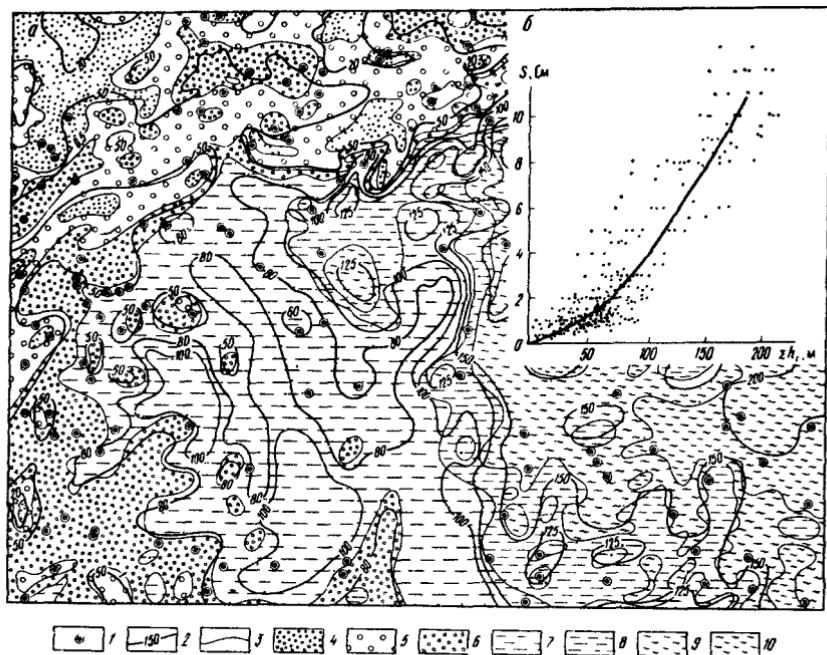


Рис. 14. Характеристика водоупорных свойств пород верхнего терригенического комплекса центральной части Московского артезианского бассейна по геофизическим данным. Составили И.М. Мелькаиницкий и Е.В. Полова.

а — карта суммарной мощности глинистых прослоев  $\Sigma h$ ; и продольной электрической проводимости  $S$  верхнего терригенического комплекса; б — график корреляционной зависимости  $S(\Sigma h)$ ; 1 — скважины; 2 — линии речных значений  $\Sigma h$  (в м); 3 — граница между зонами различной проводимости  $S$ ; зоны проводимости  $S$  (в Ом): 4 — менее 0,5, 5 — 0,5—1, 6 — 1—2, 7 — 2—6, 8 — 6—8, 9 — 8—10, 10 — более 10

(ВТК), охватывающего юрско-четвертичные отложения, имеется серия переслаивающихся глинистых и гравийно-галечниковых горизонтов различного генезиса. Они образуют сложную систему водоупорных и водонасыщенных горизонтов. Редкая сеть ВЭЗ, используемая при среднемасштабных исследованиях, не дает возможности расчленить терригенный комплекс на водоносные и водоупорные горизонты. Тем не менее данные ВЭЗ позволяют выделить участки, где разрез в целом обогащен глинистыми породами. С этой целью исследована корреляционная связь между продольной электрической проводимостью  $S$  пород ВТК и суммарной мощностью  $\Sigma h$ , глинистых горизонтов в этой толще (рис. 14). Первая величина определена по данным ВЭЗ, вторая — по материалам бурения. Связь достаточно надежна: с погрешностью порядка  $\pm 10$ — $20$  м можно по величине  $S$  оценить мощность  $\Sigma h$ , и тем самым дать качественную обобщенную оценку водоупорных свойств ВТК. В частности, резкое сокращение значе-

ний  $S$  свидетельствует о наличии гидрогеологических "окон". В то же время сравнение величины  $S$  с общей мощностью пород ВТК дает несравненно худшие результаты. Это вполне понятно. Грубообломочные породы характеризуются высоким электрическим сопротивлением и в отличие от глинистых пород существенно не влияют на величину  $S$ .

При изучении водоупоров малой мощности используют те же приемы интерпретации. Однако заметно меняется роль различных геофизических методов. Например, метод ВЭЗ становится неэффективным. Напротив, метод зондированиям становлением поля в ближней зоне приобретает важное значение. Резко увеличивается роль сейсморазведки МОВ. Особенно большое значение получает каротаж скважин.

Следует еще раз отметить необходимость всестороннего учета природных факторов при решении этой сложной задачи. Известно, например, что проницаемость глинистых водоупоров меняется также в зависимости от температуры и минерализации фильтрующейся жидкости (В.М. Гольдберг и др., 1980 г.); последние, как правило, нарастают с увеличением глубины залегания; одновременно увеличивается и проницаемость. Поэтому целесообразно при изучении фильтрационных свойств пород параллельно определять температуру и минерализацию вод<sup>1</sup>.

Водоносные толщи, сложенные плотными трещиноватыми породами. Наиболее важной для указанных отложений является оценка фильтрационных свойств мощных толщ карбонатных пород, перекрытых рыхлым песчано-глинистым материалом значительной мощности. Особенности методики этих исследований проиллюстрируем на примере работ ВСЕГИНГЕО, выполненных в пределах северо-западной части Московского артезианского бассейна на площади более 20 тыс. км<sup>2</sup>. Водообильность карбонатных пород верхнего карбона — нижней перми изучали на основе повторного анализа результатов среднемасштабных гидрогеологических съемок (ПГО Центргеология), сопровождавшихся электроразведкой методом ВЭЗ. Попутно использовались материалы и более глубинных исследований методами магнито-, грави- и сейсморазведки, которые были ранее ориентированы главным образом на выявление перспектив нефтегазоносности. Площади с повышенной водообильностью карбонатных пород оконтуривали на основе учета геологических, геоморфологических и геофизических характеристик как карбонатной толщи, так и рыхлого покрова, а также подстилающих карбонатную толщу горизонтов. Для прогнозирования водообильности были использованы диагностические признаки, приведенные в табл. 18.

При выполнении предварительного анализа учитывали и другие признаки: тип кривых ВЭЗ, угол наклона правой ветви кривой ВЭЗ, наличие мелких пологих структур, выраженных в горизонтах карбонатного комплекса и в поверхности кристаллического фундамента, микрорельеф поверхности карбонатного комплекса вне речных долин и др. Однако эти признаки оказались малоинформационными, т.е. существенно не влияющими

<sup>1</sup> В условиях Западно-Сибирского бассейна обнаружена зависимость сопротивления  $\rho$  глин от минерализации  $M$  артезианских вод, циркулирующих непосредственно над водоупорными толщами [18].

Таблица 18. Оценка эффективности диагностических признаков, отражающих водообильность  $K_m$  (в м<sup>2</sup>/сут) карбонатных пород

Диагностические признаки	Число скважин, по которым оценена эффективность признака	Количество скважин (в %) при		
		$K_m < 100$	$K_m = 100 \div 500$	$K_m > 500$
Наличие древних долин	63	5	33	62
Наличие зон разломов в кристаллическом фундаменте	12	—	42	58
Наличие современных долин	69	20	26	54
Проводимость верхнего терригенного комплекса ( $< 0,5$ См)	8	12	38	50
Мощность верхнего терригенного комплекса ( $< 50 \div 60$ м)	178	18	36	46
Наличие флексур, отмеченных по верейскому горизонту	7	14	43	43
Сопротивление верхнепалеозойских известняков от 100 до 300 Ом·м	202	12	48	40

ми на водообильность пород. На рис. 15, а показаны в обобщенном виде контуры распространения перечисленных в табл. 18 признаков. Поясним некоторые из этих построений.

Среди древних долин, имеющихся в бассейне, наиболее надежно прослеживаются долины, врезанные в юрские водоупорные и палеозойские карбонатные породы. Остальные долины изучены фрагментарно и данные по ним не использованы. Электрическое сопротивление карбонатных пород определяли по данным ВЭЗ, отчасти каротажа. Наиболее перспективным на водообильность оказался интервал 100–300 Ом·м. Меньшие сопротивления (40–100 Ом·м) в большинстве случаев связаны с глинистой кольматацией карбонатных пород, большие (300–1000 Ом·м и более) характерны для массивных слабопроницаемых пород.

Геологическая структура карбонатного комплекса изучена по верейскому горизонту, хорошо прослеживаемому на всей площади бассейна. Для этого использованы данные бурения. Поверхность верейских глин является четким отражающим горизонтом, хорошо прослеживаемым с помощью сейсморазведки МОВ. Поэтому указанная карта могла бы быть составлена и по данным сейсморазведки. Следует также отметить, что крупные хорошо выраженные структуры (например, флексурская зона на севере площади) проявляются в рельфе поверхности палеозойских отложений и прослеживаются методом ВЭЗ. Тектоника кристаллического фундамента при региональных исследованиях изучена с помощью сейсморазведки КМПВ, магнито- и гравиразведки.

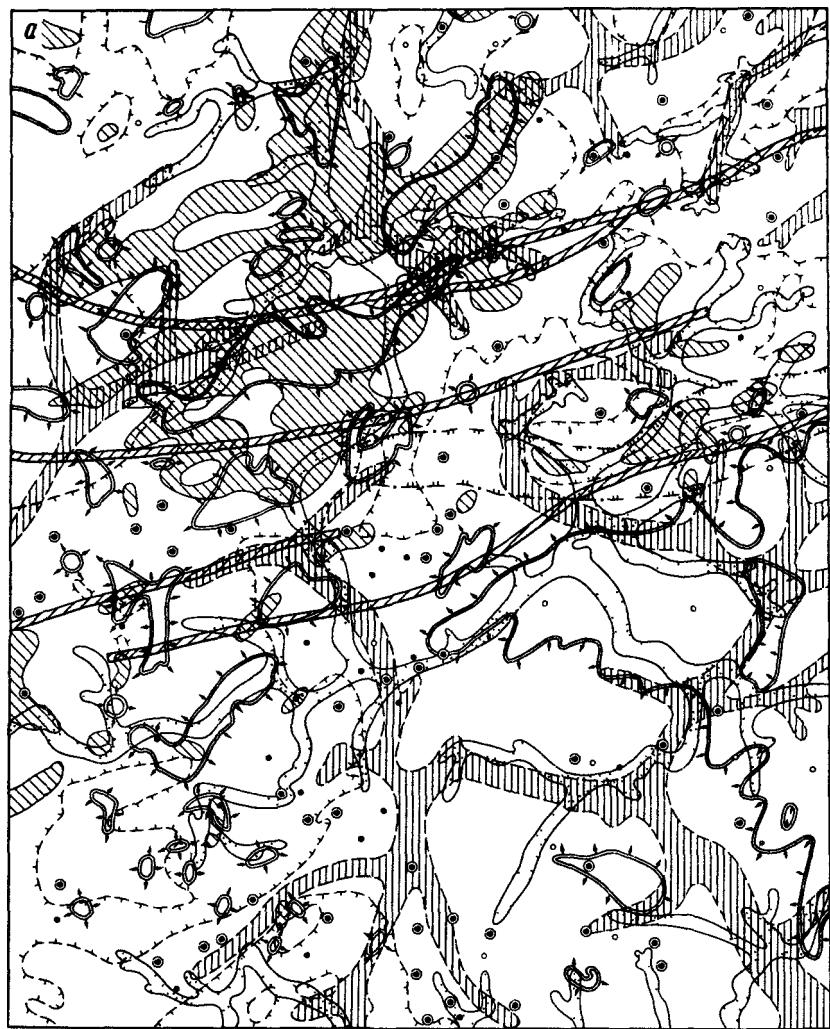
Следующий этап интерпретации геофизических данных заключался

в оценке действенности каждого факторе: устанавливалось, в какой мере он отражает степень водообильности изучаемых пород. Для этого водо проводимость пород, определенную по гидрогеологическим скважинам, сопоставляли с тем или иным диагностическим признаком. Конкретно подсчитывали абсолютное и относительное число гидрогеологических скважин с различной водопроводимостью, расположенных в пределах контура действия соответствующего диагностического признака. Для единообразия все признаки были сведены к двоичной системе качественной оценки по принципу "да-нет". Это сделано на основе изучения парных корреляционных связей водообильности пород с той или иной величиной, характеризующей диагностический признак. Необходимо было выявить оптимальную границу, до которой признак мог рассматриваться как положительный и за которой — как отрицательный. При этом следовало учитывать массовость статистического материала (в противном случае достоверность выявленной границы резко снижалась). Парные корреляционные связи изучали как в северной части исследованной площади, так и за ее пределами, но на территории с аналогичными геологическими условиями (в районе юго-западного и южного крыльев Московской синеклизы). Из рассмотрения, однако, была исключена южная часть площади с целью использования в дальнейшем результатов бурения для независимого контроля. По водообильности скважины условно были разделены на три категории: а) высокодебитные, по данным которых получена величина  $K_m$  более  $500 \text{ м}^2/\text{сут}$ ; б) среднедебитные —  $K_m$  от  $100$  до  $500 \text{ м}^2/\text{сут}$  и в) низкодебитные —  $K_m$  менее  $100 \text{ м}^2/\text{сут}$  (см. табл. 1В).

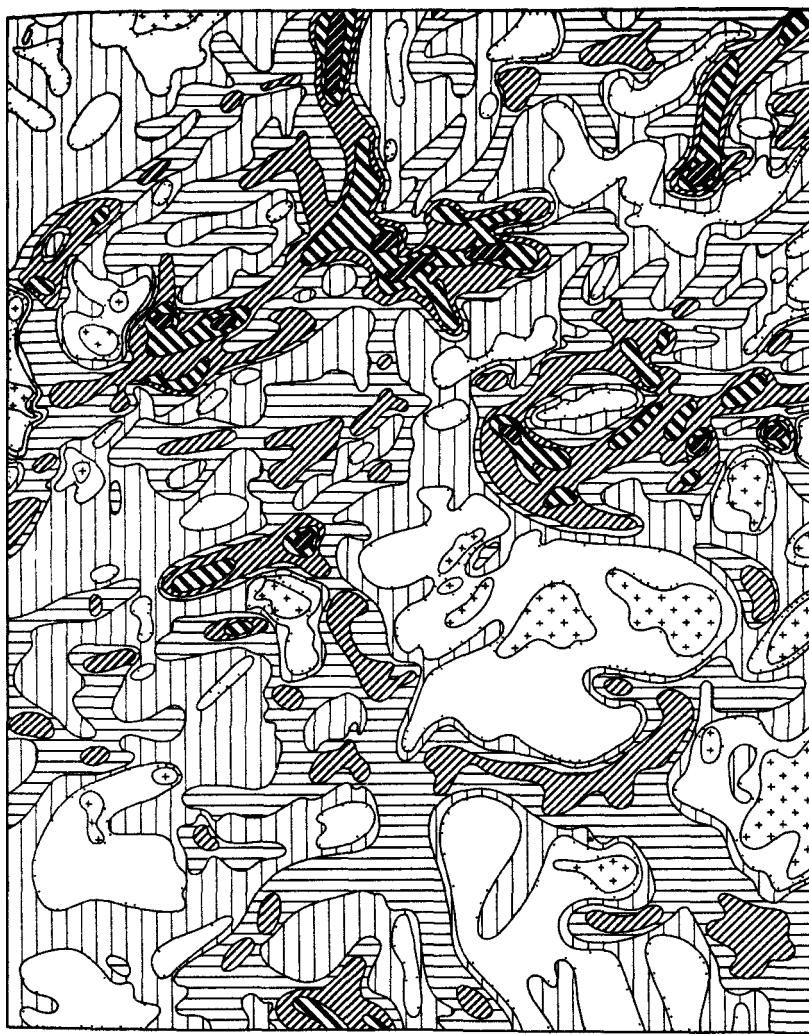
Предварительно были определены средние фоновые значения водообильности пород по некоторым хорошо изученным площадям. Оказалось, что 20 % территории характеризуется величинами  $K_m$  менее  $100 \text{ м}^2/\text{сут}$ , 48 % — от  $100$  до  $500 \text{ м}^2/\text{сут}$ , 32 % — более  $500 \text{ м}^2/\text{сут}$ . Такая оценка позволила исключить из рассмотрения ряд признаков. Если, например, в пределах контура действия какого-либо признака высокодебитные скважины составляют 30–40 % общего их числа, признак нецелесообразно учитывать. Следует также иметь в виду, что места заложения большинства скважин выбирали без учета данных наземных геофизических исследований.

Для районирования территории по сумме всех признаков с оконтуриванием площадей, отличающихся различной водообильностью, было опробовано несколько вариантов. Наилучшим оказался вариант, когда каждый диагностический признак был оценен в 1 балл, за исключением наличия древних долин, что оценивалось 2 баллами. Далее подсчитывали сумму баллов по отдельным пунктам исследуемой территории. Простое суммирование баллов, конечно, дает лишь приближенное эмпирическое решение, полученное в значительной степени методом "проб и ошибок". В результате такого суммирования территория была разбита на семь зон с оценками от нуля до 6 баллов. Участков, где одновременно действовали бы все положительные признаки, т.е. с суммой 7 баллов, не оказалось (см. рис. 15, б).

В связи с ограниченным объемом исходной информации выделенные



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10



1 2 3 4 5 6 7

Рис. 15. Прогнозирование водообильности карбонатных пород верхнего карбона – нижней перми центральной части Московского артезианского бассейна (по геофизическим, геологическим и геоморфологическим материалам среднемасштабных геолого-гидрогеологических съемок, проведенных ПГО Центргеологии в 1969 – 1971 гг.).

*a* – карта распределения диагностических признаков повышенной водообильности карбонатных пород: 1 – контур области, где продольная проводимость верхнего терригенного комплекса менее 0,5 См; 2 – участок сокращенной мощности верхне-го терригенного комплекса (до 50–60 м); 3 – площадь, где проходят крупные разломы в нижней части разреза осадочного чехла; 4 – древняя погребенная долина; 5 – долина современной реки; 6 – флексура, прослеженная по верайскому горизонту; 7 – контур площади, где удельное электрическое сопротивление верхне-леозойских известняков варьирует от 100 до 300 Ом м, скважины, вскрывшие карбонатные породы различной водопроводимости ( $\text{в}^2/\text{сут}$ ): 8 – до 100; 9 – 100–500, 10 – более 500; б – оценка (в условных баллах) территории по степени водообильности верхней части разреза карбонатных пород: участки с относительно слабой водообильностью пород – 1 – 0, 2 – 1 балл; участки с относительно средней водообильностью пород – 3 – 2 балла, 4 – 3 балла; участки с относительно высокой водообильностью пород – 5 – 4 балла, 6 – 5 баллов, 7 – 6 баллов

Таблица 19. Расположение гидрогеологических скважин разной водообильности  $K_m$  (в м<sup>3</sup>/сут) по зонам, различающимся перспективностью разведки на трещинно-карстовые воды

Зоны	Характери-зируемая тер-ритория	Общее число сква-жин	$K_m < 100$		$K_m = 100 \div 500$		$K_m > 500$	
			Число сква-жин	% от общего числа	Число сква-жин	% от общего числа	Число сква-жин	% от общего числа
Высокоперспек-тивные (4—6 баллов)	Вся площадь	20	1	5	2	10	17	85
	Северная часть	11	1	9	0	0	10	78
Среднеперспек-тивные (2—3 балла)	Южная часть	9	0	0	2	22	17	91
	Вся площадь	87	12	14	49	56	26	30
Низкоперспек-тивные (0—1 балл)	Северная часть	59	5	18	17	61	6	21
	Южная часть	28	7	13	32	54	20	33
Вся площадь	28	20	43	10	43	3	14	
	Северная часть	17	12	34	4	86	0	0
Южная часть	6	8	43	6	35	3	2	

семь зон затем были объединены в три<sup>1</sup>: а) низкоперспективные; б) среднеперспективные; в) высокоперспективные (табл. 19). После этого оценку водообильности каждой из укрупненных зон корректировали путем ее сопоставления с данными бурения. Первоначально это было выполнено для северной части площади, поскольку для южной части оценка водопроницаемости пород по гидрогеологическим данным отсутствовала. Далее для южной части площади были получены необходимые материалы, не использованные для "обучения программы". Они послужили, таким образом, для внешнего контроля как аналог скважин, которые нужно было бы специально бурить для контроля. Из табл. 19 видно, что в целом результаты по северной и южной частям территории идентичны. Это свидетельствует об объективности выполненной интерпретации геофизических данных.

Нами рассмотрены особенности методики изучения фильтрационных свойств мощных толщ водоносных пород. На практике приходится сталкиваться с более сложными случаями, когда мощность изучаемых горизонтов значительно меньше глубины их залегания. Основным методом исследований таких горизонтов в настоящее время является каротаж скважин. Однако не все еще возможности в этом отношении исчерпаны и у наземных методов, в частности у электро-, сейсмо- и гравиразведки. Как показывает опыт изучения неструктурных залежей нефти и газа, с помощью наземных геофизических методов вполне можно выявить лате-

<sup>1</sup> Сохранение всех первоначально намеченных семи зон снизило бы достоверность окончательной оценки водообильности пород.

ральные даже слабые изменения физических свойств пород [15], в свою очередь связанных с литификацией пород, сменой их состава, изменением фильтрационных свойств и т. п. Не менее важен выбор приемов обработки первичной информации, позволяющий хотя бы качественно локализовать слабые аномалии. К числу таких методов в первую очередь можно отнести метод "нормированных разностей" (или "нормированных производных"), разработанный М.А. Киричек [24]. Следует иметь в виду, что при значительном напоре пресная вода, циркулирующая в водоносном пласте, в какой-то мере меняет геоэлектрическую характеристику вмещающих водоупорных глинистых пород, тем самым увеличивая эффективную мощность пласта и делая более вероятной возможность его обнаружения (М.Г. Гафуров, Н.Н. Романов, 1972 г.).

Водоупорные толщи, сложенные плотными породами. Оценка водоупорных свойств массивных пород достаточно часто требуется при изучении артезианских бассейнов, расположенных на территории древних платформ. Здесь в качестве водоупоров могут выступать массивные толщи известняков, гипсов, ангидритов, солей и т. п.

В настоящее время возможно только качественное решение задачи. Четкая прослеживаемость таких горизонтов с помощью ВЭЗ, ДЗ и сейсморазведки обычно свидетельствует об их выдержанности. Этими же методами можно выявить участки выклинивания и фациальной изменчивости пород, зоны разломов, т. е. места активной гидравлической связи между водоносными комплексами. Дополнительную характеристику о фильтрационных свойствах можно получить на основе изучения физических параметров. Так, снижение электрического сопротивления  $\rho$  массивных водоупоров часто свидетельствует об усилении трещиноватости, а следовательно, и проницаемости пород. Аналогичной (даже более информативной) характеристикой является поперечное электрическое сопротивление  $T_3 = \rho h$ . Действительно, чем ниже  $T_3$ , тем хуже водоупорные свойства массивных пород, и наоборот. Снижение пластовой или граничной скоростей и усиление затухания упругих колебаний также указывают на увеличение трещиноватости пород<sup>1</sup>.

Снижение мощности водоупоров, сложенных массивными породами, осложняет решение задачи. Эффективность метода ВЭЗ (ДЗ) снижается, эффективность сейсморазведки (МОВ, КМПВ) увеличивается; каротаж становится ведущим, а иногда и единственным методом.

**Бассейны трещинных вод.** Оценка водообильности трещиноватых пород представляет собой весьма сложную, трудоемкую задачу. Обусловлено это тем, что трещиноватость, а тем более водообильность не могут быть определены на базе изучения простых связей с отдельными геофизическими параметрами. Поэтому целесообразно с помощью геофизических методов анализировать серию диагностических признаков, приуроченных к различным частям разреза.

<sup>1</sup> Следует иметь в виду, что изменение минерализации подземных вод, глинизации пород и т. п. также сказывается на их физических параметрах. Поэтому для получения однозначного ответа необходимо пользоваться комплексом геофизических методов, а минерализацию подземных вод изучать до исследования фильтрационных свойств пород.

Для рыхлого покрова, перекрывающего скальное основание, характерна сокращенная мощность, обогащение его грубообломочным материалом, низкая минерализация подземных вод. Для зоны экзогенной трещиноватости признаками являются: увеличенная мощность трещиноватых пород, заметная их анизотропность, слабая кольматация; значительная мощность зоны аэрации на склонах; высокие скорости движения трещинно-грунтовых вод, их низкая минерализация. Для массивных пород (ниже зоны экзогенной трещиноватости) характерны: проявление эндогенной трещиноватости в зонах разломов и контактов; наличие пород и структур, потенциально обладающих повышенной водообильностью; образование на поверхности монолитного основания регионального ложа стока (за счет трещиноватых и рыхлых пород).

Как убедительно показывает практика, изучение всей совокупности диагностических признаков по различным независимым геофизическим методам и при параллельном обнаружении аналогичных признаков по ландшафтным, гидрогеологическим и другим данным резко повышает достоверность решения.

В различной природной обстановке роль тех или иных признаков заметно меняется. Рассмотрим особенности интерпретации материалов при выявлении трещинных, трещинно-жильных, трещинно-карстовых и пластово-трещинных вод в условиях гидрогеологических массивов (сложенных преимущественно карбонатными либо кристаллическими силикатными породами) и вулканогенных бассейнов. Поскольку изучение водообильности трещиноватых пород требует в связи с резкой изменчивостью их свойств максимального сгущения сети наблюдений, исследования имеет смысл проводить при съемках масштаба не мельче 1:100 000 – 1:200 000.

Бассейны трещинно-карстовых вод. В настоящее время накоплен большой опыт детальных исследований гидрогеологических массивов, сложенных карбонатными закарстованными породами (А.А. Огильви, 1956 г.; Б.К. Матвеев, 1963 г.; И.А. Брашнина, 1976 г. и др.). Основным методом при этих работах является электроразведка постоянным током. Весьма эффективны также сейсморазведка КМПВ и ВЭЗ–ВП, способствующие выявлению наиболее обводненных площадей. Особенно большой интерес представляет совместное изучение эллипсов анизотропии  $\rho$  и  $\eta_K$ , позволяющее отделить трещиноватые карбонатные породы от за-глинизованных (Н.Н. Шарапанов и др., 1978 г.). Однако высокая стоимость этих исследований позволяет применять их лишь на отдельных наиболее важных участках. При геоэлектрических исследованиях в основном с помощью метода ВЭЗ удается выделить зоны повышенной трещиноватости, оценить размеры зоны аэрации, определить мощность и состав рыхлых отложений, перекрывающих карбонатные породы, и т.п. Это дает основание для локализации водообильных участков. Установлено, что трещиноватые обводненные карбонатные породы имеют сопротивления, наиболее часто варьирующие в интервале 100–300 Ом·м. Меньшие сопротивления чаще связаны с глинистой кольматацией пород. При геоэлектрических исследованиях большую помощь могут оказать разовые и много-

кратные (гидрорежимные) наблюдения в водоемах с резистивиметром и термометром.

Гидрогеологические мессивы, сложенные преимущественно карбонатными породами, еще мало исследованы. В условиях гидрогеологических массивов карбонатные породы выходят на земную поверхность либо перекрыты маломощным чехлом песчано-глинистых пород. Это способствует упрощению методики исследований. Опыт геофизических работ по Уралу, Тянь-Шаню, Центральному Казахстану, Горному Алтаю и другим регионам (П.Я. Мельник, 1965 г.; В.Н. Макаров, 1976 г.; Б.Н. Иванов, 1973 г. и др.) свидетельствует о том, что при этих работах наряду с электrorазведкой, являющейся ведущим методом, применяют гравимагнитные исследования, позволяющие осуществлять геологическое картирование коренных пород и, что особенно важно, прослеживать зоны разломов. Как правило, карст в наибольшей мере проявляется вдоль зон разломов, узких антиклинальных структур, особенно когда последние активизированы в новейшее время. Весьма полезно для изучения привлекать ландшафтные данные о формах современного рельефа, характере покровных отложений, особенностях растительности и т.п. Например, совместный анализ гравиметрических и ландшафтно-индикационных наблюдений позволяет в условиях Тянь-Шаня отделить старые ("залеченные") разломы от молодых гидрогеологически активных (Ю.С. Шманенко и др., 1979 г.). Эти материалы способствуют региональному прогнозированию зон развития трещинно-карстовых явлений и позволяют сосредоточить детальные геоэлектрические исследования на наиболее перспективных участках.

Бассейны трещинных вод кристаллических массивов. На территории древних щитов, сложенных кристаллическими породами преимущественно силикатного состава (Украинский, Балтийский, Алданский и др.), осуществлялось детальное изучение трещинных и трещинно-жильных коллекторов подземных вод с помощью наземных геофизических методов. Особую ценность для региональных исследований представляют работы треста Киевгеология, проведенные под руководством М.Н. Байсаровича, С.А. Шмарьяна и при нашем участии [25] на значительной части территории Украинского кристаллического массива. Использованная при этом методика может быть применена с небольшими поправками на многих аналогичных участках.

Анализ результатов исследований по Украинскому кристаллическому массиву позволяет сделать вывод о возможности использования геофизических данных при решении многих гидрогеологических задач на этапе среднемасштабной съемки, а именно, при выделении и прослеживании трещиноватых и тектонически ослабленных зон, а также контактов различных по вещественному составу кристаллических пород, перспективных на поиски трещинных вод; изучении гипсометрии поверхности монолитных кристаллических пород; определении мощности осадочных отложений и коры выветривания; оконтуривании области преимущественного развития в рыхлом покрове песчаных отложений, служащих коллекто-

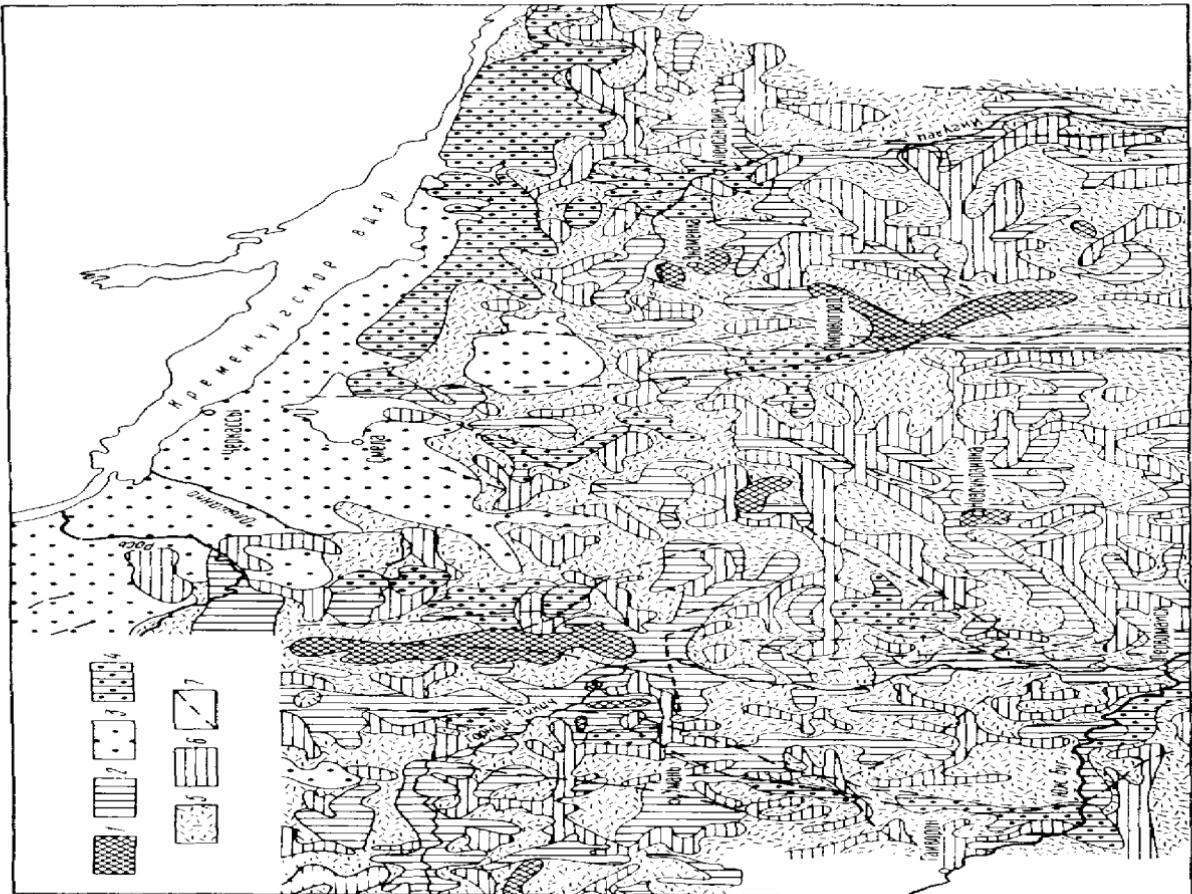


Рис. 16. Сводная карта прогнозов для поисков подземных вод на территории центральной части Украинского кристаллического щита (по данным М.Н. Байсаровича, Е.Л. Беспалой, С.А. Шмарьяна, И.М. Мелькановицкого).

1 — участки, весьма перспективные для поисков подземных трещинных вод (рекомендуются разведочные гидрогеологические и геофизические работы); участки, перспективные для поисков подземных вод (рекомендуются поисковые гидрогеологические и геофизические работы); 2 — трещинных, 3 — пластовых, 4 — трещинных и одновременно порово-пластовых; 5 — площади с невыявленными перспективами (рекомендуется дополнительное изучение площади по отдельным маршрутам методом ВЭЗ для обоснования поисковых работ); 6 — площади, неблагоприятные для поисков подземных вод; 7 — крупные тектонические нарушения

---

рами подземных вод, и глинистых пород, являющихся водоупорами, и др.

Геофизическая изученность массива (как и многих аналогичных бассейнов) позволила осуществить среднемасштабное гидрогеологическое картирование без специальной постановки полевых работ. По имеющимся материалам оформлена серия сводных карт, характеризующих результаты грави-, магнито-, электро- и (отчасти) сейсморазведки. Так, с целью совместного использования гравитационных и магнитных аномалий составлены карты, на которых выделены положительные и отрицательные аномалии различной интенсивности, линейные зоны больших градиентов магнитного и гравитационного полей, предполагаемые тектонические нарушения и др. На картах показаны не все тектонические нарушения, а лишь крупные зоны и мелкие нарушения (типа оперяющих), приуроченные к долинам рек и балкам. Последние оказываются наиболее перспективными для поисков подземных вод. Материалы гравиразведки использованы также для оценки мощности рыхлых отложений. В результате по слойной интерпретации кривых ВЭЗ оконтурены участки, благоприятные для поисков трещинных и пластово-поровых вод. По данным комплексной интерпретации составлена карта районирования центральной части Украинского кристаллического массива (рис. 16), на которой выделены участки с различной перспективностью на подземные воды: а) весьма перспективные; б) перспективные; в) с невыявленными перспективами.

Весьма перспективные участки приурочены к тектоническим нарушениям вдоль долин рек и частично подтверждаются результатами опробования гидрогеологических скважин. Они хорошо геофизически изучены. На этих участках рекомендуется проводить поисково-разведочные гидрогеологические и геофизические работы.

Участки, перспективные на поиски подземных вод, изучены менее полно. Среди них выделены участки, перспективные на трещинные, пластово-трещинные и пластовые воды. Участки, перспективные на поиски трещинных вод, приурочены к долинам рек. Геофизическими методами обосновывается наличие здесь тектонически ослабленных зон в кристаллических породах. Отдельные гидрогеологические скважины подтверждают их водоносность. Участки, перспективные на поиски пластовых вод, расположены преимущественно в присклоновой части щита и характеризуются наличием мощной толщи песчаных отложений, которые фикси-

руются на кривых ВЭЗ типа КН или А. Здесь эксплуатируются как подземные воды в трещиноватых породах, так и воды осадочных отложений. На перспективных участках рекомендуется проводить поисковые гидрогеологические и геофизические работы.

Участки с невыявленными перспективами могут также представлять поисковый интерес, однако они мало изучены гидрогеологическими и геофизическими методами (в первую очередь, ВЭЗ). К малоперспективным на поиски подземных вод площадям отнесены в центральной части щита водораздельные участки, в его прислоновой — участки, где по данным ВЭЗ отмечается преимущественное распространение глинистых пород.

Таким образом, в результате выполненных работ удалось сделать гидрогеологический прогноз на значительной территории по геофизической информации. Хотя территория массива была покрыта гидрогеологическими съемками масштаба 1:200 000—1:500 000, такой прогноз только по гидрогеологическим данным сделать ранее было нельзя.

**Вулканогенные супербассейны.** Вопрос об изучении водообильности трещиноватых пород вулканогенных супербассейнов рассмотрим на основе анализа материалов, накопленных по территории Армении и обобщенных Р.С. Минасян и др. (1965—1972 гг.). Как показала многолетняя практика работ в этом регионе, зоны повышенной трещиноватости, отличающиеся высокой водообильностью, характеризуются пониженными значениями удельных электрических сопротивлений. Подземный поток, стекающий со склона, концентрируется в гипсометрически низких участках подпавового основания, представленного водоупорными глинистыми породами. Поэтому гипсометрическая карта поверхности водоупора, построенная в результате интерпретации кривых ВЭЗ, позволяет наметить участки, где концентрируется подземный сток. Интерпретация электроразведочных данных, однако, не всегда дает однозначные результаты, поскольку минимумы  $\rho_k$  могут быть обусловлены также породами, обогащенными глинистым материалом. Представляется целесообразным в комплексе с электроразведкой применять также магниторазведку. Зоны трещиноватости в магматических породах во многих районах совпадают с минимумами вертикальной составляющей магнитного поля  $\Delta Z$ . Важный дополнительный материал могут дать также результаты резистивиметрии поверхностных потоков (совместно с термометрией) и геоэлектрического изучения зоны аэрации с целью выявления участков активной связи поверхностных вод с трещинно-грунтовыми. Не менее ценными оказались ландшафтные, аэрокосмические данные, особенно при выявлении зон разломов, оценке их гидрогеологической роли и т.п. (А.В. Садов, 1975 г.; Е.Я. Ранцман, 1980 г. и др.).

В качестве примера изучения вулканогенных супербассейнов приведем исследования методом ВЭЗ, выполненные под руководством Е.Г. Гуляяна и Р.С. Минасяна на значительной площади, примыкающей с юго-запада к оз. Севан, в пределах восточных склонов Гегамского хребта. Были использованы также данные проведенных ранее геофизических работ, в частности аэромагнитной съемки, позволяющей решить ряд задач, связанных с общим геологическим картированием территории. Зафиксирован-

ные на площади кривые ВЭЗ характеризуют различные типы геоэлектрического разреза — АКQH, АКQQ, АКQ, КQ и др. На всех кривых ВЭЗ хорошо прослеживается опорный горизонт пониженного сопротивления. Установление его глубины дает возможность изучить рельеф поверхности водоупорных глинистых отложений. Наибольший интерес при поисках подземных вод представляют участки пониженного рельефа подлавовых образований. На отрогах хребтов этим депрессиям могут соответствовать древние речные долины, по которым движутся подземные воды. Изучение рельефа подлавового образования позволяет заключить, что разгрузка подземных вод часто происходит непосредственно в оз. Севан. По геофизическим данным выделено несколько перспективных участков для проведения разведочных гидрогеологических работ. Из 40 скважин, пробуренных по геофизическим данным, в 35 скважинах встречены обильные подземные воды на глубине 50–200 м. Наиболее перспективные участки приурочены к зонам минимальных сопротивлений лавовых образований в пределах указанных выше ложбин стока.

#### 4. ИССЛЕДОВАНИЕ ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Геотермические исследования при региональных гидрогеологических работах ориентируют в первую очередь на оконтуривание бассейнов термальных вод, общую оценку их ресурсов и выявление крупных месторождений термальных вод, охватывающих значительную площадь. Эти исследования необходимы также для общих гидрогеологических построений, поскольку они позволяют выявить гидрогеологическую зональность бассейнов, уточняют геокриологические условия и т.п. Основными источниками информации при гидрогеологических исследованиях служат: а) точечные замеры температуры воды источников и неглубоких скважин, а также пород в горных выработках, б) термокаротаж глубоких скважин (сопровождаемый лабораторным изучением тепловых свойств керна и определением теплового потока  $q_t$ ); в) наземные геофизические наблюдения, направленные на изучение как верхней части разреза, так и глубоких горизонтов земной коры. Многие из перечисленных видов исследований подробно рассмотрены в работах [4, 6, 16, 35 и др.]. Здесь остановимся лишь на использовании данных наземных геофизических исследований при глубинном геотермическом прогнозировании<sup>1</sup>. Такое прогнозирование представляет особый интерес вне интервалов непосредственных наблюдений: на глубинах, превышающих пройденные скважинами, или на участках вдали от скважин.

В понятие "геотермическое прогнозирование" следует включить: выделение горизонтов (комплексов) с термальными водами; установление их мощности, глубины залегания и площади распространения; выявление гидрогеологически активных зон разломов, по которым циркулируют термальные воды; определение минерализации и температуры подземных

<sup>1</sup> Нами не рассматриваются геотермические исследования на сравнительно малых глубинах (до 200–500 м), где особенно ярко проявляются экзогенные процессы, связанные с конвективным теплопереносом. Эти вопросы рассматриваются в некоторых из перечисленных работ, особенно подробно в [5].

вод; оценку фильтрационных и тепловых свойств пород и величины глубинного теплового потока; оконтуривание площадей, где на минимальной глубине циркулируют наиболее прогретые термальные воды и др. Часть этих задач уже рассмотрена выше. Здесь же основное внимание уделяется оценке по данным наземных геофизических исследований важнейших геотермических параметров: тепловых свойств пород, их температуры и величины глубинного теплового потока.

Методика геофизических работ при геотермических исследованиях заметно отличается от методики, применяемой при изучении бассейнов пластовых и трещинных вод; в наибольшей мере она разработана для бассейнов пластовых вод.

**Бассейны пластовых вод.** При региональных глубинных геотермических исследованиях, мелкомасштабном и обзорном картировании геофизические методы используют с целью получения общей геотермической характеристики обширных территорий, для выяснения главных закономерностей формирования термальных вод и т.п. Вначале заключения делают на основе анализа структурно-тектонических материалов. Области глубоких прогибов, занимающие обширные площади, рассматриваются в качестве основных потенциальных резервуаров термальных вод. Поскольку для разведки особый интерес представляют участки, где термальные воды залегают на минимальной глубине, в пределах прогибов и их склонов выделяют локальные положительные структуры, зоны разломов, участки, где отсутствуют водоупорные породы, перекрывающие артезианские горизонты с термальными водами. Низкую минерализацию термальных вод и хорошие фильтрационные свойства водовмещающих пород также рассматривают как важнейшие показатели перспективности площади на термальные воды. Чтобы получить перечисленные характеристики, можно использовать фоновые материалы региональных геофизических наблюдений. Особенно эффективны данные КМПВ, МОВ, ГСЗ, ВЭЗ (ДЗ).

При среднемасштабной съемке — заключительном этапе региональных исследований — задача наземных геофизических методов заключается в более точном оконтуривании перспективных на термальные воды территорий, площадь которых обычно измеряется сотнями квадратных километров. Одновременно требуется получение надежных сведений о глубине и мощности водоносных горизонтов, наличии зон разломов (особенно вблизи горных сооружений), минерализации подземных вод и т.п. Все эти данные обеспечивают решение задач общих поисков термальных вод. В большинстве бассейнов, даже при хорошей их изученности и достаточном количестве готовых геофизических материалов, в ряде случаев все же необходимо проведение полевых работ. Обычная глубинность геофизических исследований при среднемасштабных гидрогеологических съемках (до 200–300 м) совершенно недостаточна для изучения термальных вод. Необходимо выполнение дополнительных наблюдений методами электроразведки (ВЭЗ или ДЗ) и сейсморазведки при глубине исследований до 2–4 км. При изучении площадей, где имеется разгрузка напорных термальных вод в грунтовые воды, целесообразно проводить в мелких водоемах, шурфах и скважинах термометрические наблюдения в комплексе с резистивиметрией.

После получения сравнительной оценки гидродинамических условий бассейна целесообразно при обзорном и мелкомасштабном картировании осуществить количественное прогнозирование тепловых параметров, температуры и других геотермических характеристик. В качестве исходных можно использовать формулы, характеризующие установившийся глубинный тепловой поток, обусловленный молекулярной (кондуктивной) теплопроводностью пород:

$$t = \Gamma_{cp} H; \quad \Gamma = \xi q_t; \quad t = \bar{\xi} q_t H; \quad \bar{\xi} = 1/H \int_0^H \xi dH,$$

где  $t$  — прогнозируемая температура на глубине  $H$ ;  $\Gamma_{cp}$  — средний геотермический градиент в этой толще;  $\Gamma$  — геотермический градиент в точке, обладающей удельным тепловым сопротивлением  $\xi \approx 1/\lambda$ ; ( $\lambda$  — удельная теплопроводность пород);  $q_t$  — величина теплового потока в этой точке;  $\bar{\xi}$  — средневзвешенное значение теплового сопротивления толщи мощностью  $H$ ; отсчет глубин и температур в приведенных выше формулах ведется от соответствующих величин "нейтрального" слоя.

К основным тепловым параметрам пород относятся тепловое сопротивление  $\xi$ , теплоемкость  $C$  и теплопроводность  $\Omega$ . Особое значение при геотермическом прогнозировании, в том числе и при определении температуры на большой глубине, имеет оценка теплового сопротивления  $\xi$  (или теплопроводности  $\lambda$ ). Общие закономерности распределения этих параметров рассмотрены в гл. I.

К сожалению, данных определения теплового сопротивления пород  $\xi$  по глубоким скважинам, где имеются температурные замеры, накоплено мало. Однако проблема в определенной мере может быть решена, если использовать корреляционные связи между  $\xi$  и такими параметрами, как плотность  $\sigma$ , скорость упругих волн  $v$ , удельное электрическое сопротивление  $\rho$ .

В настоящее время считается установленной связь между объемной плотностью  $\sigma$  и тепловым сопротивлением  $\xi$  (Д.И. Дьяконов и др. 1952 г.):  $\xi = C\sigma^\beta$ , где  $C$  и  $\beta$  — постоянные величины ( $\beta \approx 3$ ).

Можно доказать [18], что средневзвешенное тепловое сопротивление  $\bar{\xi}$  песчано-глинистой толщи мощностью  $H$  связано в первом приближении линейной функцией со средневзвешенной эффективной плотностью  $\bar{\sigma}_{\text{эфф}}$ , а это позволяет пересчитать значения плотностей в тепловое сопротивление пород покрова (для этого необходимо в ряде пунктов бассейнов знать величину  $\xi$ , определяемую на основании скважинных исследований):  $\xi = M(b + \bar{\sigma}_{\phi})$ ; здесь  $M$  и  $b$  — постоянные величины, причем  $M$  примерно равно тепловому сопротивлению пород фундамента, подстилающего рыхлую толщу, а  $b \approx 1$ ;  $\bar{\sigma}_{\phi} = \sigma_{\phi} - \bar{\sigma}$ , где  $\sigma_{\phi}$  — плотность пород фундамента;  $\bar{\sigma}$  — средневзвешенная плотность рыхлых пород покрова.

Если по бассейну нет сведений о плотностном разрезе, но в его пределах проведен большой объем сейсморазведочных работ, результаты последних также можно использовать для оценки теплового сопротивления  $\bar{\xi}$  пород. Как известно, для определенного диапазона глубин скорость продольных волн  $v_{cp}$  в первом приближении линейно зависит от плотности  $\bar{\sigma}$  пород. Это позволяет предположить аналогичную связь между  $\bar{\xi}$

и  $v_{ср}$  прохождения упругих волн. С целью оценки  $\xi$  для рыхлых пород можно также использовать величину  $\rho$  (или, что еще лучше, относительное сопротивление  $P$ ): чем выше  $\rho$ , тем ниже  $\xi$ . Есть основание полагать, что исследование многомерной корреляционной связи вида  $\xi(\sigma, v, \rho)$  позволит наиболее надежно определить тепловое сопротивление пород путем косвенных геофизических наблюдений. Особенно важно это при изучении карбонатно-галогенных пород, для которых рассматриваемые закономерности носят более сложный характер, чем для песчано-глинистых отложений (Л.Е. Фильшинский, 1979 г.).

Следует отметить, что определение по геофизическим данным теплового сопротивления необходимо не только для прогнозирования температур. Оно характеризует гидрогеологические параметры разреза и позволяет решать некоторые задачи, например задачу районирования территории бассейна по степени закрытости. Для решения последней задачи целесообразно, по аналогии с электроразведкой, ввести понятие о кажущемся тепловом сопротивлении  $\xi_k$  (в отличие от удельного  $\xi_h$ ), понимая под величиной  $\xi_k$  результаты расчета по приведенной выше формуле  $\xi = t/q_t H$ , когда наблюдаемая температура обусловлена как кондуктивной, так и конвективной слагаемыми теплового потока  $q_t$ . Зная  $t, q_t$  и  $H$ , можно построить соответствующую карту кажущегося сопротивления  $\xi_k$ . Тепловое сопротивление  $\xi_k$  зависит от состава и уплотненности пород, конвективной слагаемой  $q_t$  (это наблюдается в краевых раскрытиях частях бассейна, в зонах разломов, при наличии гидрогеологических "окон" и т.п.), остаточных тепловых эффектов от недавнего геологического прошлого региона (например, глубокое промерзание пород [5 и др.]); при этом создаются заметные аномалии  $\xi_k$ . Для более надежного выявления аномалий  $\xi_{ka}$  необходимо знать нормальные значения  $\xi_h$ , которые можно получить несколькими путями. Если, например, известно тепловое сопротивление  $\xi_j$  отдельных литологически однородных толщ, слагающих разрез, и их мощность  $h_j$ , можно подсчитать средневзвешенное нормальное теп-

$$\text{ловое сопротивление пород всего покрова } \xi_h = \frac{1}{\sum h_j} \sum \xi_j h_j \text{ и вычис-}$$

лить  $\xi_{ka} = \xi_h - \xi_j$ . Если же величина  $\xi_h$  зависит от мощности покрова  $H$ , можно построить соответствующий график  $\xi_h(H)$ . Усреднение его, т.е. исключение аномальных значений, позволит приближенно оценить нормальный фон  $\xi_h$  и далее подсчитать  $\xi_{ka}$ .

В качестве иллюстрации укажем на карту  $\xi_k$  рыхлого покрова Западно-Сибирского артезианского бассейна, позволяющую оконтурить геотермически закрытые площади [17]. К аналогичным выводам можно прийти, анализируя карту  $\xi_k$  Сырдарьинского артезианского бассейна [17].

Тепловой поток Земли  $q_t$  наиболее надежно может быть определен по температурным замерам в скважинах и по лабораторным данным исследования теплофизических свойств керна. Результаты наблюдений в зоне активного водообмена желательно исключить из рассмотрения либо внести в них соответствующие поправки. В равной мере это касается влияния рельефа земной поверхности, неостывших губинных интрузий и т.п.

Как известно, тепловой поток Земли формируется в верхней мантии и земной коре. Региональные геофизические исследования показали определенную связь плотности теплового потока с мощностью земной коры, с ее строением, подкоровой анизотропией, временем тектонической стабилизации фундамента, неотектоникой и др. [4, 6 и др.]. Однако величина  $q_t$  надежно определена в ограниченном числе пунктов. Если раньше для этих целей использовали лишь глубокие скважины, в последние годы, благодаря исследованиям У.И. Моисеенко и др. (1978 г.), появилась возможность привлекать данные по сравнительно мелким скважинам (глубиной до 200–300 м). Это в какой-то мере облегчает решение задачи, но не исключает необходимость интерполяции значений  $q_t$  между далеко отстоящими скважинами с учетом результатов губинных геофизических исследований.

В нормальных условиях для определения теплового потока  $q_t$  обычно достаточно изучить лишь какую-то часть разреза. Установив по лабораторным исследованиям средневзвешенное значение теплового сопротивления  $\bar{\xi}$  пород керна в этом интервале, можно подсчитать  $q_t = \frac{1}{\bar{\xi}} \frac{H_2 - H_1}{t_2 - t_1}$ ,

где  $(H_2 - H_1)$  и  $(t_2 - t_1)$  – глубинный и температурный интервалы изученного керна.

Указанный подход к оценке значения  $q_t$  возможен лишь в тех случаях, когда породы залегают полого, вектор  $\vec{q}_t$  направлен вертикально и в разрезе нет локальных источников тепла, а сам поток практически постоянен во времени. Обычно значение  $q_t$  практически не меняется с глубиной (лишь в зоне крутых структур, разломов и т. п. стабильность нарушается).

При определенных обстоятельствах данные наземных геофизических наблюдений позволяют оценить  $q_t$  по тем скважинам, где выполнены лишь температурные измерения. Действительно, если по геофизическим наблюдениям изучено по бассейну в каком-то интервале тепловое сопротивление  $\bar{\xi}$ , не представляет трудностей рассчитать в том или ином пункте величину  $q_t$ .

Температуру пород вне интервалов, изученных по скважинам, можно определить в несколько стадий и различными путями, причем сначала, как и при других гидрогеологических построениях, делаются качественные (сравнительные) заключения на основе анализа структурно-тектонических материалов. Количественная оценка температуры пород осадочного покрова основана главным образом на геотермических измерениях в глубоких скважинах. Поскольку последние расположены на больших расстояниях друг от друга, нужна обоснованная интерполяция скважинных замеров на межскважинные пространства. Один из широко используемых приемов интерполяции основан на изучении закономерностей распределения в районе геотермического градиента [16].

Мы предлагаем другой путь, заключающийся в использовании результатов наземных геофизических наблюдений не только для определения глубин, но и для оценки теплофизических параметров среды, что позволяет, в свою очередь, осуществлять непосредственно геотермическое прогно-

зирование; точность результатов при этом повышается. По данным геофизических исследований, привязанным к редкой сети скважинных наблюдений, представляется возможность судить о распределении по площади бассейна величин  $q_t$  и  $\xi$ , что, в свою очередь, позволяет оценить искомую температуру  $t$  на глубине  $H$ . В зависимости от полноты исходной информации геотемпературное прогнозирование (с учетом физических свойств пород) можноести различными способами.

Наиболее простой вариант сводится к использованию замеров температуры  $t_0$  на сравнительно небольшой глубине  $H_0$  (величины  $q_t$  и  $\xi$  неизвестны). Действительно, при хорошей изученности плотностного разреза, используя связь между плотностью  $\bar{\sigma}$  и тепловым сопротивлением  $\xi$ , можно на основании приведенных выше уравнений доказать, что

$$t = \frac{t_0}{H_0} H - \frac{1 + \bar{\sigma}_{\text{эф}}}{1 + \sigma_{\text{эф}0}},$$

где  $\bar{\sigma}_{\text{эф}}$  и  $\sigma_{\text{эф}0}$  — эффективные средневзвешенные плотности при мощностях рыхлого покрова  $H$  и  $H_0$ , а отношение  $t_0/H_0$  — средний геотермический градиент в верхней части разреза мощностью  $H_0$ . Его произведение на мощность  $H$  дает искомое значение температуры на этой глубина при условии постоянства геотермического градиента по разрезу. Но, как известно, в условиях сравнительно однородного песчано-глинистого разреза с увеличением глубины геотермический градиент не остается стабильным (чаще убывает). Это становится особенно заметным при большой мощности рыхлого покрова.

В случае, когда плотность по бассейну изучена недостаточно, но с целью геотемпературного прогнозирования можно воспользоваться значениями средних (или эффективных) скоростей  $v_{\text{ср}}$  и вывести зависимость, аналогичную приведенной выше [17]:

$$t = \frac{t_0}{H_0} H \frac{\alpha H - v_{\text{ср}}}{\alpha H - v_{\text{ср}0}},$$

где  $v_{\text{ср}}$  и  $v_{\text{ср}0}$  — значения средних скоростей в слоях мощностью  $H$  и  $H_0$ ;  $\alpha$  — постоянная величина, устанавливаемая эмпириически (в условиях Западно-Сибирского, Ферганского и других бассейнов  $\alpha \approx 0,26$ ).

Для повышения точности прогнозирования температур по приведенным выше формулам расчеты следует вести послойно, переходя от сравнительно мелких горизонтов к более глубоким, вплоть до поверхности фундамента. Глубинное прогнозирование температур описанными способами обеспечивает среднюю квадратическую погрешность  $\pm (2-10)^\circ\text{C}$  [19].

Эффективность прогнозирования глубинных геотермических условий артезианских бассейнов значительно повышается, если по ряду опорных скважин определена плотность теплового потока  $q_t$ . В этом случае расчеты можно выполнить по следующей схеме: а) в пунктах, где имеются глубинные замеры температур  $t$  и оценена величина  $q_t$ , вычисляют значение средневзвешенного теплового сопротивления  $\bar{\xi}$  толщи мощностью  $H$ ,

залегающей над границей, по которой намечается рассчитать температуру; б) в этих же пунктах изучают корреляционные связи  $\xi(\bar{\sigma}_{\text{эф}})$  или  $\xi(v_{\text{ср}})$ ; в) имея достаточно полные сведения о плотностном или скоростном разрезе, оценивают тепловое сопротивление  $\xi$  покрова по территории всего бассейна; г) в пунктах, где имеются замеры температуры, но не установлено значение  $q_t$ , определяют эту величину по формуле  $t = \xi q_t H$ ; д) по той же формуле оценивают температуру в заданном интервале глубин.

На завершающем этапе исследований необходимо приближенно оконтурить площади, перспективные для практического использования термальных вод. В эти контуры следует включить воды с температурой от  $40^{\circ}\text{C}$  и выше при минерализации их менее 35 г/л и глубине залегания не более 3000 м; водопроводимость изучаемых комплексов должна быть не менее  $20 \text{ m}^2/\text{сут}$  [16]. При выделении перспективных площадей нужно также учитывать их тектонику; наиболее благоприятными являются зоны поднятий и разломов.

Примерами использования геофизических методов при региональном геотермическом прогнозировании могут служить исследования, проведенные нами в Западно-Сибирском, Ферганском и Сырдарынском бассейнах, где удалось оценить температуру подземных вод с достаточно высокой достоверностью. Установлена четкая корреляционная связь теплового сопротивления пород с их плотностью и скоростью распространения в них упругих колебаний. При расчетах использованы также сведения о тепловом потоке, полученные по наблюдениям в неглубоких скважинах.

По Западной Сибири для геотермического прогнозирования в качестве основных были взяты сейсмические данные. Главное внимание было уделено поверхности фундамента. С использованием материалов Л.М. Зорькина (1967 г.), характеризующих температуру  $t_0$  и глубину  $H_0$  в скважинах по подошве регионального водоупорного комплекса, сведений М.Я. Рудкевича (1970 г.) о глубине до поверхности фундамента  $H$ , а также данных о средних скоростях пород до соответствующих поверхностей ( $v_{\text{ср}0}, v_{\text{ср}}$ ) найдена постоянная  $\alpha$ . Приведенное выражение для  $\alpha$  использовано для прогнозирования температур в южной и центральной частях бассейна.

В связи с тем что на территории Западно-Сибирской низменности выполнены замеры удельного теплового потока  $q_t$ , представилась возможность использовать еще один вариант прогнозирования температур. По материалам У.И. Моисеенко и С.И. Сергеенко (1972 г.) составлена схематическая карта теплового потока  $q_t$ , изучаемого региона. Рассчитана величина теплового сопротивления рыхлого покрова  $\xi$  в пунктах, где известна температура  $t$  на поверхности фундамента. Построена соответствующая карта  $\xi$ . Для центральных районов низменности, где влияние тепломасопереноса незначительно, найдена корреляционная связь  $\xi(v_{\text{пл}})$  (рис. 17). По данным усредненной зависимости  $\xi(v_{\text{ср}})$  на основе карты  $v_{\text{ср}}$  построена карта  $\xi$  по площадям, где нет скважин и требуется проведение прогнозирования; основное внимание уделено северным частям бассейна. Затем вычислена температура по формуле  $t = \xi q_t H$ .

Существенные корректизы в представления гидрогеологов внесли

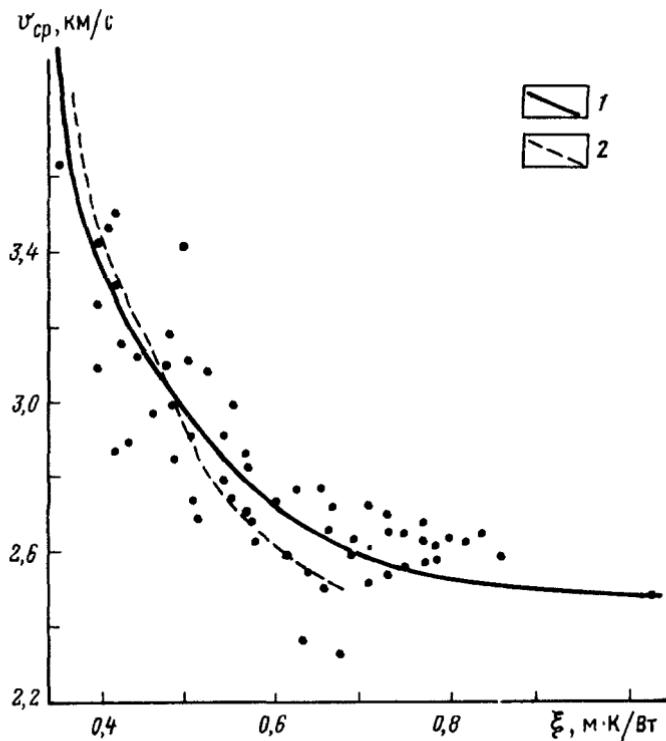


Рис. 17. График корреляционной зависимости теплового сопротивления терригенных пород  $\xi$  от пластовой скорости упругих волн  $V_{cr}$ .

Точки сопоставления и графики корреляционной зависимости: 1 — по Западно-Сибирской низменности (по И.М. Мелькановицкому), 2 — по Предкарпатскому прогибу (по Л.Е. Фильшинскому, 1979 г.)

результаты изучения Ферганского бассейна. Так, в Центральной Фергане на глубине 10–11 км, судя по выполненным ранее построениям Т.Б. Гребенщиковой (1964 г.), температура составляет около 300 °С. Расчет по формуле, учитывающей скоростную характеристику разреза, позволил заключить, что средний геотермический градиент 10-километровой толщи на 25–30 % ниже геотермического градиента толщи, залегающей до глубины 2–3 км. Отсюда можно подсчитать, что на глубине 10–11 км температура равна лишь 200–220 °С. Вычисления по приведенной выше формуле хорошо подтверждаются расчетами по соотношению  $t = \xi q_t H$ . Как известно,  $t = t_0 + \xi q_t H$ . Здесь  $t_0$  — температура нейтрального слоя, равная в Фергане примерно 15 °С. По данным [4], тепловой поток в центре Ферганской впадины составляет около 42 мВт/(м<sup>2</sup> · с). Среднее тепловое сопротивление 10-километровой толщи рыхлых отложений неизвестно, однако, судя по материалам для Западно-Сибирской низменности, где

распространены аналогичные отложения, предельно низкое тепловое сопротивление 7-километровой толщи составляет примерно  $0,4 \text{ (м}\cdot\text{К})/\text{Вт}$ . При дальнейшем увеличении мощности пород их тепловое сопротивление не испытывает тенденции к уменьшению. Средняя скорость  $v_{cr}$  в Западной Сибири при указанных значениях  $\xi$  составляет  $3,5\text{--}3,7 \text{ км}/\text{с}$ ; примерно такая же скорость  $v_{cr}$  зафиксирована в центре Ферганы (Ф.Х. Зуннунов и др., 1973 г.). На основании этого можно принять и для Ферганы то же значение  $\xi$ . Отсюда находим  $t = 15 + 0,4 \cdot 0,042 \cdot 10\,000 = 183^\circ\text{C}$ .

Таким образом, по двум независимым расчетам температура на поверхности фундамента в центральной части Ферганы составляет  $200 \pm 20^\circ\text{C}$ . К аналогичному выводу пришли составители карты [4].

Методика геотермических исследований в Сырдарьинском бассейне аналогична описанной выше. Здесь по геофизическим данным установлено заметное изменение геотермического градиента как по площади, так и по разрезу бассейна.

Среднее значение геотермического градиента на глубине 0–1000 м составляет (в  $\text{K}/100 \text{ м}$ ) в западной части бассейна 2,8, в восточной – 3,1; на глубине 1000–2000 м в западной части бассейна 2,2, в восточной – 3,0; на глубине 2000–3000 м в восточной части бассейна 2,1.

Расчеты температур подземных вод выполнены для кровли трех основных глубокозалегающих артезианских комплексов: сенон-туронского, сеноманского и нижнемелового, а также для поверхности фундамента. На заключительном этапе геотермических исследований с учетом критериев, предложенных Б.Ф. Маврицким [16], оконтурены участки, перспективные для практического использования термальных вод. В 1972 г. была опубликована геотермическая карта СССР масштаба 1:5 000 000 [4]. Характерно, что по Сырдарьинскому району она довольно значительно отличается от карты масштаба 1:2 500 000, изданной в 1965 г. (в то же время близка к построениям, выполненным в 1970 г. по нашей методике).

**Бассейны трещинных вод.** Задача мелкомасштабных геотермических исследований в горноскладчатых районах заключается в выяснении связи термопроявлений с определенными структурными элементами. При этих исследованиях в качестве основных могут быть использованы магнито- и гравиразведка. Особенно важно определить границы структурно-формационных зон, оконтурить батолиты, проследить крупные разломы и изучить гипсометрию поверхности кристаллического фундамента. Решение перечисленных задач с учетом данных гидрогеологических наблюдений позволяет уточнить контуры геотермальных районов, наметить возможные области разгрузки термальных вод.

Существенно новый материал в зоне горноскладчатых сооружений получают при определении в отдельных пунктах теплового потока  $q_t$ , а также при исследовании строения земной коры с помощью ГСЗ, сейсмологических наблюдений, гравиразведки, магниторазведки и магнитотел-

<sup>1</sup> Аналогичные значения  $\xi$  получены также по материалам для Предкарпатского прогиба (Л.Е. Фильшинский, 1979 г.).

лурических зондирований (МТЗ). По результатам последних можно также проследить глубину залегания в земной коре слоя высокой электрической проводимости. Приближение этого слоя к земной поверхности, как правило, обусловлено наличием разогретых участков, обогащенных термальными водами (М.Н. Бердичевский и др., 1978 г., Дж. Келлер, 1981 г.). Такая закономерность установлена по ряду районов, в частности по Байкальской рифтовой зоне и Малому Кавказу. Весьма значительная неоднородность гидрогеологических условий, присущая бассейнам трещинных вод, требует изучения их преимущественно при среднемасштабной съемке. Основными задачами геофизических исследований при этом являются: геологическое картирование коренных пород под наносами, выяснение тектонических условий геотермальных районов, оконтуривание областей разгрузки термальных вод и выявление участков, наиболее перспективных для вскрытия термальных вод с наиболее высокой температурой. Специальные геофизические исследования в СССР получили наибольшее применение при изучении парогидротерм в районах современного вулканизма.

При среднемасштабной съемке, помимо анализа фоновых материалов, проводятся специальные полевые работы методами ВЭЗ, сейсморазведки, инфракрасной съемки и термометрии (по возможности в комплексе с резистивиметрией). Особенности применения этих и некоторых других методов в геотермальных районах заключаются в следующем.

На первом этапе среднемасштабной съемки интерпретируют имеющиеся материалы гравимагнитных наблюдений; их комплексируют с ландшафтными наблюдениями и дополняют инфракрасной аэросъемкой и наземными термометрическими замерами. С помощью магниторазведки решают обычные задачи: изучают вулканические структуры, выявляют зоны разломов, литологически расчленяют коренные породы. Особенно эффективна магниторазведка при небольшой мощности рыхлых отложений. Кроме того, она позволяет наметить разломы, по которым идет разгрузка термальных вод. Обычно эти зоны фиксируются слабыми или даже отрицательными аномалиями  $\Delta Z$ . При значительной мощности рыхлых пород или при слабой дифференцированности коренных образований по магнитным свойствам целесообразно использовать гравиметрические наблюдения. Инфракрасная воздушная съемка наиболее эффективна при изучении вулканически активных областей (Б.В. Шилин, 1971 г. и др.). С ее помощью можно выявить и оконтурить термопроявления, пропущенные при наземных термометрических наблюдениях. Последние обязательно проводят на перспективных участках, обнаруженных инфракрасной съемкой.

На втором этапе среднемасштабной съемки выполняют более сложные и дорогостоящие работы — электро- и сейсморазведку, которые концентрируют на наиболее перспективных участках. С помощью метода ВЭЗ помимо задач, обычно решаемых при среднемасштабной съемке, оконтуривают области разгрузки в районах термопроявлений и выявляют предполагаемые скрытые очаги разгрузки термальных вод; определяют мощность и электрическое сопротивление водоупоров, коллекторов и харак-

тер их залегания для качественной оценки степени обводненности пород. прогнозируют общие закономерности распределения теплового поля. Сейсморазведкой (МОВ, КМПВ) изучают главным образом тектонику района; наиболее эффективно с ее помощью выявляются глубинные зоны разломов и зоны региональной трещиноватости.

## 5. ИССЛЕДОВАНИЕ ГИДРОГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

При региональном геофизическом изучении криолитозоны (помимо собственно геокриологических наблюдений) приходится выполнять гидрогеологические исследования, связанные с гидрогеологической стратификацией разреза, выявлением гидрохимических условий и т.п. Четко разделить все исследования трудно; границы между ними условны, поскольку на каждое из них накладываются особенности, связанные с наличием в разрезе многолетнемерзлых пород.

При собственно геокриологических исследованиях решают следующие задачи: установление контуров распространения многолетнемерзлых пород и оценка их мощности; определение мощности сезонноталого слоя; изучение таликовых зон; расчленение по литологическому составу многолетнемерзлых, районирование мерзлых пород по характеру их льдистости; определение мощности морозных пород. Для решения этих и специальных гидрогеологических задач можно использовать приемы интерпретации геофизических данных, разработанные А.Т. Акимовым (1959–1977 гг.), В.А. Гершаником (1968 г.), В.Н. Девяткиным (1973 г.), В.Н. Достоваловым (1959–1975 гг.), Г.Н. Зуевым (1976 г.), В.А. Кирилловым (1963–1973 гг.), В.Б. Пугачем (1974 г.), М.А. Холмянским (1970 г.), П.Ф. Швецовым (1979 г.), В.С. Якуповым (1968–1976 гг.) и др. Знание геокриологических условий чрезвычайно важно для выяснения гидрогеологической характеристики региона, поскольку формирование подземных вод, их температура, минерализация существенным образом зависят от мощности мерзлых пород, их прерывистости и других показателей.

**Гидрогеологическая стратификация.** В криолитозоне гидрогеологическая стратификация разреза и гидрогеологическое картирование сводятся (помимо определения мощности многолетнемерзлых пород) к определению мощности зоны аэрации; оценке мощности рыхлых пород, перекрывающих фундамент; литологическому расчленению осадочного покрова с выделением водоносных и водоупорных толщ; расчленению пород фундамента; прослеживанию зон разломов; изучению трещиноватости скальных пород.

Определение мощности зоны аэрации необходимо в условиях таликовых зон, сложенных рыхлыми породами; задача может быть решена обычными приемами. Наиболее эффективен для этой цели метод преломленных волн. При интерпретации представляется возможным разделить преломленные волны, образованные поверхностью многолетнемерзлых пород или зеркалом грунтовых вод. Наличие поперечной (обменной PSP) волны, повышенные скорость и частота преломленных волн, криволиней-

ность гидографов волн — основные критерии отличия поверхности многолетнемерзлых пород от уровня грунтовых вод [9, 28].

При сравнительно малой мощности многолетнемерзлых пород, залегающих лишь в самой верхней части рыхлой толщи, методика оценки мощности рыхлых пород, перекрывающих скальное основание, в криолитозоне и за ее пределами в принципе одна и та же. При увеличении мощности многолетнемерзлых пород решение задачи усложняется. В этих условиях можно использовать электро-, сейсмо- и гравиразведку. Из методов электроразведки наиболее часто применяют ВЭЗ, иногда в комплексе с электропрофилированием (ЭП), если геологический разрез мало изменяется в пределах участка по мощности и составу. В зависимости от мерзлотных условий могут фиксироваться кривые ВЭЗ типов К, КН, КО и др. В летнее время разрез усложняется в связи с образованием низкоомного горизонта, обусловленного слоем сезонного протаивания. Еще более сложен разрез, когда рыхлые образования представлены несколькими литологически различающимися горизонтами. Особенно неблагоприятным условием является слабая геоэлектрическая дифференцированность на границе рыхлых и скальных пород. В настоящее время имеется большая практика в решении рассматриваемой задачи. Предложены специфические приемы интерпретации в сложных условиях [12 и др.]. В большинстве случаев удается решить задачу с обычной для электроразведки погрешностью. При особо неблагоприятных геоэлектрических условиях может быть применен метод преломленных волн [9, 28]. Рыхлый покров независимо от его литологического состава и мерзлотных условий характеризуется более низкой (в 1,5–2 раза) скоростью упругих волн по сравнению со скоростью в породах скального основания. Это обеспечивает надежное прослеживание границы между рыхлыми и скальными породами. При малой мощности рыхлых образований (до 20–40 м) погрешность составляет 15–20 %, при значительной — уменьшается до обычных для сейсморазведки значений 4–5 %. В условиях резкого изменения рельефа скального основания (особенно при наличии древних погребенных долин) может быть использована гравиметрия. Ее преимущество — практически полная независимость результатов от криологических условий. Мало также влияет на эти результаты изменение состава рыхлых пород. Хорошие результаты гравиметрии обусловлены значительным скачком плотностей на изучаемой границе (до 0,6–0,8 г/см<sup>3</sup>). При мощности рыхлых отложений до 60 м погрешность оценки глубины по данным гравиметрии составляет 20–34 %, при большой мощности — 18–19 % (Г.Д. Бабаян и др., 1972 г.).

Литологическое расчленение осадочного покрова, выделение водоносных и водоупорных толщ осуществляют при изучении глубоких и сквозных таликов и подмерзлотных толщ. Как и за пределами криолитозоны, используют метод ВЭЗ, но может быть также применен метод ВЭЗ — ВП, а при значительных глубинах — сейсморазведка КМПВ и МОВ. Однако в условиях криолитозоны эти задачи решаются менее точно, а расчленение разреза менее дифференцированно. Связано это с влиянием мерзлых пород, окружающих таликовые зоны, а также с влиянием экрановых явлений при изучении подмерзлотных толщ.

При литолого-петрографическом картировании пород фундамента и выявлении его основных структурно-формационных зон применяют разные модификации электроразведки, гравимагнитные наблюдения и сейсморазведку КМПВ (МПВ). В наибольшей мере используют электроразведку в виде электропрофилирования. Широко применяют двухразносное симметричное профилирование, в котором малые разности нацелены на изучение пород фундамента в мерзлом состоянии, а большие — в талом. Целесообразно сочетать электропрофилирование с магниторазведкой. В остальном методики картирования фундамента в условиях криолитозоны и за ее пределами существенно не различаются.

Зоны разломов и региональной трещиноватости прослеживают обычными приемами электро-, магнито-, сейсморазведки. Наличие мерзлоты обуславливает некоторую специфичность в методике интерпретации. При использовании электроразведки решению задачи способствует наличие надразломных таликовых зон, различающихся резко пониженным со-противлением. Хорошие результаты также дает при пешеходных наблюдениях метод радиокип в сверхдлинноволновом диапазоне, который позволяет выделять разного рода разломы при незначительной мощности наносов. Эффективность использования магниторазведки в области распространения магматических пород при выявлении зон разломов общеизвестна. Кроме того, как показали исследования в Яно-Кольмской области, зоны активных разломов в осадочных и метаморфических породах, обогащенных сульфидной минерализацией, фиксируются в виде узких локальных отрицательных аномалий; за пределами этих разломов наблюдаются плавные положительные аномалии (М.В. Чернюк, 1968 г.; В.Н. Макаров, 1976 г.). Сейсморазведку при выявлении зон разломов и региональной трещиноватости обычно применяют при значительной мощности рыхлых образований. Следует иметь в виду, что в скальных массивных породах в мерзлом состоянии скорость упругих колебаний изменяется незначительно. Если эти породы трещиноваты и льдисты, то скорость в них больше, чем в аналогичных талых образованиях, т.е. скоростная дифференцированность массивных и трещиноватых пород в мерзлом состоянии меньше, чем в талом состоянии [28 и др.]. Тем не менее сейсморазведка КМПВ позволяет успешно выявлять зоны трещиноватости и в мерзлом состоянии, причем приемы интерпретации сохраняются обычными.

Для оценки мощности трещиноватых пород необходимо проследить нижнюю и верхнюю границы трещиноватости. Практика показывает, что как в талом, так и в мерзлом состоянии трещиноватые породы по геологическим и сейсмогеологическим свойствам мало отличаются от грубоблочного рыхлого покрова. Поэтому при использовании ВЭЗ или КМПВ определяется обычно суммарная мощность. Зная по геологическим данным мощность рыхлого покрова, можно определить мощность трещиноватых пород. Если же рыхлый покров представлен мощными глинистыми образованиями, которые, как известно, являются экраном для проникновения тока на большие глубины, задача усложняется — можно лишь качественно по нечетким перегибам кривых ВЭЗ либо по эллипсам ани-

зотропии судить о сравнительных изменениях мощности трещиноватых пород (А.А. Огильви, 1962 г.).

**Гидрогеохимические исследования.** К задачам, решаемым гидрогеохимическими исследованиями, можно отнести оценку минерализации подземных вод в талых и подмерзлотных породах. Как и в условиях гумидной и аридной зон, минерализацию подземных вод определяют по данным непосредственно наблюдений за ними на участках разгрузки, по изменениям физических свойств пород в связи с различной степенью минерализации подземных вод. Кроме того, заключение о минерализации подземных вод можно дать и по ряду косвенных (в основном структурных) признаков.

В криолитозоне поверхностные воды характеризуются обычно весьма низкой минерализацией. Это зачастую ультрапресные воды. Удельное электрическое сопротивление их достаточно высокое, измеряемое сотнями ом-метров. Вниз по течению рек и ручьев за счет выщелачивания из пород растворимых солей минерализация воды постепенно увеличивается; одновременно падает ее сопротивление, достигая в крупных реках нескольких десятков ом-метров, а сопротивление морской воды, имеющей минерализацию 20–40 г/л, падает до нескольких ом-метров. Области разгрузки подземных вод, как правило, характеризуются повышенной минерализацией; они чрезвычайно четко фиксируются по данным резистивиметрии. Таким образом, резистивиметрические наблюдения (в комплексе с термометрией) могут дать весьма ценный материал при изучении минерализации подземных вод. При обилии водотоков и водоемов и при низкой минерализации поверхностных вод решение задачи облегчается.

Электрическое сопротивление талых пород, исследуемых в зоне таликов и под толщей многолетнемерзлых пород, изменяется по тем же законам, что и рыхлых и скальных пород. Температура этих пород близка к нулю, в результате чего сопротивление указанных пород снижается по сравнению с сопротивлением тех же пород в более южных районах страны. Так, по данным Т.Я. Карпенко (1976 г.), песчаные отложения таликовых зон при температуре, близкой к нулю, пористости 35–42 % и насыщении подземной водой преимущественно хлоридно-гидрокарбонатно-натриевого состава характеризуются сопротивлением, изменяющимся от 70–80 до 20–25 Ом·м, при минерализации, варьирующей от 0,5 до 3,0 г/л. При такой же минерализации сопротивление аналогичных пород южных районов примерно в 2 раза ниже.

Минерализация подземных вод, насыщающих трещиноватые скальные породы, также резко снижает их сопротивление. Например, кембрийские известняки Сибирской платформы, имеющие сопротивление при насыщении их пресными водами в сотни и тысячи ом-метров, при замене этих вод высокоминерализованными растворами приобретают резко пониженное сопротивление — порядка нескольких десятков ом-метров (В.И. Поспев, И.П. Шпак, 1971 г.).

Наличие четкой связи между сопротивлением рыхлых пород и минерализацией насыщающих их вод позволяет, используя метод ВЭЗ и параметрические замеры в скважинах, количественно определить минерализацию

подземных вод вдали от опорных пунктов. Аналогичные построения для трещиноватых пород затруднительны, поскольку эта связь осложняется многими другими факторами. В этом случае возможна лишь сравнительная оценка. В ряде случаев минерализацию подземных вод можно оценить путем сравнения электрического сопротивления талых и аналогичных мерзлых пород [32].

При изучении минерализации подземных вод, циркулирующих на большой глубине, ниже толщи многолетнемерзлых пород могут быть использованы приемы, рассмотренные выше.

**Изучение динамики подземного потока.** В условиях криолитозоны эти исследования включают: определение направления движения и скорости подземного потока, установление гидравлической связи поверхностных и подземных вод, оконтуривание областей питания, сравнительную оценку водоносности талых пород. Задача определения направления потока, как и вне криолитозоны, решается обычным способом с помощью метода заряженного тела (МТЗ).

Установление гидравлической связи подземных вод таликовых зон с атмосферными осадками и поверхностными водами, оконтуривание областей питания и разгрузки, выявление зон скрытой разгрузки глубоких напорных вод — достаточно сложная задача, которая может быть решена на основе малоглубинных исследований с изучением геофизических полей, непосредственно обусловленных движением подземных вод, и глубинных исследований структурных условий территории.

Применение метода естественных потенциалов (ЕП) позволяет в условиях таликовых зон установить по знаку аномалии направление движения воды — вверх или вниз (Б.П. Петрухин, 1976 г.). Еще более эффективны исследования в зоне водоемов, где, применяя методы ЕП, резистивиметрию и термометрию, можно обнаружить участки субаквальной разгрузки подземных вод. В условиях прерывистой мерзлоты области питания зачастую располагаются на водораздельных участках. Обнаруженные с помощью электроразведки (ВЭЗ, ЭП) обширные площади отсутствия мерзлых пород при наличии хорошо фильтрующих отложений в зоне аэрации указывают на возможность существования области питания.

Зоны скрытой разгрузки глубоких напорных вод выявляются по данным глубинной геофизической разведки с применением структурных построений. Обнаружение крупных зон разломов, участков сокращенной мощности региональных водоупоров, локальных положительных структур и т.п. — все это способствует косвенному изучению глубинной гидродинамики. В качестве примера укажем на исследования В.И. Поспелева и др. (1971 г.), проследивших с помощью методов электро- и сейсморазведки в южной части Сибирской платформы многочисленные крупные зоны разломов, по которым идет разгрузка подземных вод глубоких водоносных горизонтов. Зоны разломов хорошо увязываются с восходящими источниками в долинах рек.

Большое значение при гидрогеологических исследованиях имеет изучение наледей. Сами наледи хорошо картируются визуально, однако не всегда ясна связь наледей со скрытыми подземными источниками, питаю-

щими их. Последние зачастую связаны с зонами разломов. Разрез вблизи наледи может быть изучен путем детальных исследований методами ВЭЗ, ЭП, ЕП, резистивиметрии и термометрии.

Для сравнительной оценки водоносности рыхлых и трещиноватых талых пород могут быть использованы все приемы интерпретации, рассмотренные выше для умеренных и южных районов страны. Вместе с тем возможно применение и некоторых дополнительных приемов. По мнению В.С. Якупова, в благоприятной обстановке (достаточно мощный, литологически однородный водоносный комплекс) можно оценить отношение удельных сопротивлений мерзлых и талых горных пород. Чем оно больше, тем выше процентное содержание крупных пор, т.е. тем больше потенциальная водообильность горизонта. Если данное отношение больше типичного для данных пород, это указывает на повышенную минерализацию подмерзлотных вод. Если отношение равно единице, то данный участок для поисков подмерзлотных вод бесперспективен из-за низких коллекторских свойств пород [32]. Аналогичные выводы можно сделать при анализе скоростного разреза.

В заключение отметим, что в условиях криолитозоны решение рассматриваемых выше задач обязательно должно сопровождаться геотермическими наблюдениями. Основным источником информации служат замеры температуры в мелких горных выработках и глубоких скважинах. Специальные приемы интерпретации позволяют по этим данным оценить температуру в любой точке изучаемого объема пород и решить ряд других задач (В.Н. Девяткин, 1973 г., Д.В. Редозубов, 1966 г.). Также важно комплексировать весь комплекс геофизических работ с ландшафтно-индикационными наблюдениями.

## Глава VI. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ РЕШЕНИИ КОМПЛЕКСНЫХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

В настоящее время чрезвычайно возросла роль региональных гидрогеологических исследований. Большое значение при этом имеют геофизические методы (В.Н. Кунин, Н.В. Роговская, Л.Г. Соколовский и др., 1976 г.). Решение с их помощью многочисленных задач позволяет на завершающем этапе региональных гидрогеологических работ сделать заключения, способствующие целеустремленному проведению более детальных исследований.

На рис. 18 схематически показаны перспективы использования результатов геофизических исследований при решении различных комплексных гидрогеологических задач.

### 1. ИЗУЧЕНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Для изучения условий формирования подземных вод и гидрогеологического районирования в условиях артезианских бассейнов платформен-

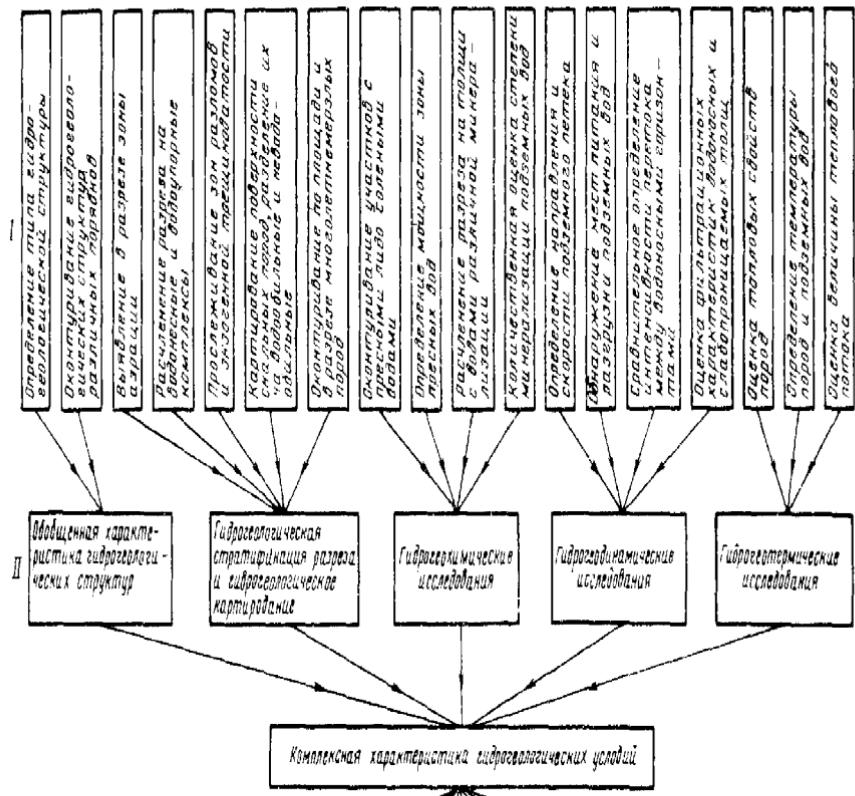


Рис. 18. Схема использования результатов геофизических исследований при решении различных комплексных гидрогеологических задач:

I – частные задачи; II – направление исследований; III – комплексные гидрогеологические задачи

ного типа можно использовать среднемасштабные, мелкомасштабные и обзорные геофизические исследования; для остальных типов бассейнов следует привлекать преимущественно среднемасштабные наблюдения, реже мелкомасштабные.

Изучение условий формирования подземных вод. Это комплексная задача решалась по многим бассейнам.

Так, по Ферганскому бассейну установлена чрезвычайно спокойная тектоника рыхлого покрова в центральной части впадины; отмечено наличие крупных разломов, окаймляющих ее по периферии. Наиболее крупный разлом (Северо-Ферганский) имеет амплитуду смещения блоков до 8 км. Это типичный глубинный разлом весьма древнего заложения, развивающийся, судя по сейсмологическим наблюдениям, данным ГСЗ, результатам анализа мощности новейших конгломератов и т.п., до настоящего времени (И.М. Мелькановицкий, 1969 г.). Геотермические исследования в скважинах, расположенных вблизи Северо-Ферганского разлома, показали аномально высокую температуру подземных вод (Б.Б. Таль-Вирский и др., 1964 г.). Однако по нашим расчетам в центральной части Ферганской впадины температура на тех же глубинах значительно ниже. Это свидетельствует о разгрузке термальных вод вдоль указанного разлома.

По Сырдарьинскому бассейну на основе геофизической информации (и это получило подтверждение в последующих исследованиях) обоснован ряд положений, определяющих условия формирования подземных вод. Выявлена крупная область дополнительного питания в Восточных Кызылкумах<sup>1</sup>. Показано, что разгрузка напорных вод рассредоточена по бассейну; в Аральском море происходит совершенно незначительная разгрузка.

По Московскому бассейну доказано влияние разломов в кристаллическом фундаменте на гидрогеологическую характеристику всех вышележащих водоносных комплексов [7]. Например, зоны увеличенной водобильности в карбонатных породах верхнего карбона — нижней перми явно тяготеют к этим разломам, проявляющимся в верхних структурных этажах разреза лишь в виде участков усиленной трещиноватости.

Данные определения фильтрационных свойств пород, оценки минерализации и температуры воды в широком диапазоне глубин вместе с результатами гидрогеологического опробования скважин позволяют уточнить гидродинамическую, гидрохимическую и геотермическую зональность бассейнов.

Гидрогеологическое районирование. Уже на первых этапах развития региональных исследований геофизические данные стали применять для мелкомасштабного и обзорного гидрогеологического районирования (А.Н. Гавеля, 1970 г., В.С. Матвеев, 1978 г.). Однако районирование носило специализированный характер с ориентацией на поиски пресных подземных вод и малую глубину исследований. Возможности применения геофизических методов при гидрогеологическом районировании изложе-

<sup>1</sup> Этую точку зрения подтверждают В.Н. Чубаров и др. (1962 г.) как по Каракумам, так и непосредственно по Сырдарьинскому бассейну [22].

ны в гл. I, где рассмотрены характеристики наиболее типичных гидрогоеологических структур. Четкая индивидуальность этих характеристик обуславливает при наличии определенного минимума геофизической, гидрогоеологической и другой информации выявление и оконтуривание структур. Гидрогоеологическое районирование, заключается также в подразделении выделенных типов структур на структуры более высоких порядков.

Изучение геофизическими методами Западно-Сибирского бассейна подтвердило выдержанность его строения на огромных пространствах. Изменения, конечно, имеются, однако они весьма монотонны, и не представляется возможным подразделить Западно-Сибирский бассейн на артезианские бассейны более высоких порядков. По существу, вся плита — это огромная чаша с незначительными разрывными структурами.

Иную картину наблюдаем на территории Туранской плиты, где выделено несколько артезианских бассейнов первого порядка, в том числе хорошо изученный Сырдарьинский бассейн. Контуры бассейна достаточно четко определены по геофизическим данным (И.М. Мелькановицкий, 1970 г.). По результатам исследований А.В. Садова и Н.С. Семиной (1980 г.), используя помимо геофизических и других данных также материалы космических ландшафтных исследований, в площадь бассейна целесообразно включить акваторию Аральского моря, южную оконечность Тургайского прогиба и Приташкентскую впадину.

Геофизические, космические и другие данные позволяют в пределах Сырдарьинского бассейна (первого порядка) выделить три бассейна второго порядка: Приташкентский, Прикаратайский и Приаральский. Каждый из этих бассейнов имеет свои четко выраженные области питания и разгрузки. Наиболее спорным является вопрос о включении Приташкентской впадины в состав Сырдарьинского бассейна [7 и др.]. Не приводя гидрогоеологических доводов, укажем, что по геофизическим построениям лишь самая восточная часть Приташкентской впадины может быть включена в состав эпиллатформенной орогенической области; центральная же и западная части входят в состав Туранской плиты. Об этом свидетельствуют литологический состав пород, тектоника мезозойско-кайнозойских отложений (Б.Б. Таль-Вирский, 1962 г.), глубинное строение земной коры (И.М. Мелькановицкий, 1964 г.). Отметим также, что на большинстве структурно-тектонических карт, построенных по геофизическим данным, Приташкентская впадина также включена в состав Сырдарьинской цепрессии (Н.Я. Кунин, 1964 г., Г.Х. Дикенштейн и др., 1968 г.).

## 2. ИССЛЕДОВАНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ОЦЕНКОЙ РЕСУРСОВ, ВЫЯВЛЕНИЕМ И ОХРАНОЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Такие исследования с учетом материалов региональных работ можно проводить в бассейнах всех типов. В условиях артезианских бассейнов платформенного типа целесообразно использовать средне- и мелкомасштабные построения. При изучении бассейнов трещинных вод и межгорных артезианских бассейнов необходимо использовать результаты среднемасштабных (а иногда и крупномасштабных) съемок.

Региональная оценка ресурсов подземных вод. Сводные работы по многим бассейнам подземных вод показывают, какие большие возможности заключены в геофизических методах при оценке ресурсов подземных вод крупных регионов. Особенно значительны они при изучении пресных подземных вод. Так, геофизические материалы по Сырдарьинскому бассейну послужили вместе с гидрогеологическими опорными данными основой для соответствующих подсчетов, выполненных позже гидрогеологическим управлением МГ КазССР и ВСЕГИНГЕО. Обобщение геофизических данных по Украинскому кристаллическому массиву дало надежный материал для первой обоснованной оценки ресурсов этого бассейна (Э.Э. Соболевский, Б.В. Боревский, 1977 г.).

Геофизические данные по Московскому артезианскому бассейну еще не использованы для региональных оценок ресурсов подземных вод, однако имеются все основания полагать, что такая работа будет вскоре выполнена. Дело в том, что при проведенном ранее моделировании фильтрационного потока напорных вод, циркулирующих в карбонатных толщах, в недостаточной мере были учтены фильтрационные свойства слабопроницаемых пород верхнего терригенного комплекса. Да это и невозможно было сделать только по гидрогеологическим данным. Более высокая проницаемость пород терригенного комплекса, чем предполагалось при моделировании, обусловила значительное инфильтрационное питание напорных водоносных горизонтов. Геофизическая информация при последующих подсчетах, по всей вероятности, поможет внести необходимые корректизы.

В последнее время возникла необходимость создания фильтрационной модели не только для Московского бассейна, но и для всей Восточно-Европейской платформенной гидрогеологической области. Такую задачу невозможно решить без применения наземных и скважинных геофизических методов.

Проблема региональной оценки ресурсов термальных, промышленных, солоноватых и других подземных вод также достаточно актуальна (Б.Ф. Маврицкий и др., 1980 г.; С.С. Бондаренко 1977 г.; М.Р. Никитин, 1978 г. и др.). И в этом отношении, особенно в части изучения термальных вод, геофизические методы могут оказать неоценимую помощь. Так, например, в результате изучения гидродинамических, гидрогеохимических и геотермических условий Сырдарьинского артезианского бассейна (см. гл. V) удалось оконтурить площади, перспективные для практического использования термальных вод.

**Выявление месторождений подземных вод.** На основе хорошо проведенной среднемасштабной съемки, отвечающей современным требованиям, можно осуществлять общие поиски и выявить практически все основные типы месторождений подземных вод как в артезианских бассейнах, так и в бассейнах трещинных вод. Об этом убедительно свидетельствует опыт среднемасштабных съемок [20, 25 и др.].

С середины 70-х годов стали осуществлять поиски пресных подземных вод с охватом больших территорий, например исследования на территории Украинского кристаллического массива (М.Н. Байсарович, С.А. Шмарьян, 1976 г.), в долинах рек Оки, Дона (Л.Н. Ребров и др., 1976 г.). Проведение таких поисков чрезвычайно выгодно в экономическом отношении, поскольку позволяет выделить много площадей, перспективных на крупное и децентрализованное водоснабжение. Особенно это эффективно при применении среднемасштабной съемки.

Вместе с тем следует обратить внимание на недостаточно высокую эффективность в целом поисково-разведочных геофизических работ на воду. Столь неблагополучное положение сложилось по ряду причин. Как отмечают М.П. Полканов и Ф.В. Пронина (1976 г.), предварительная разведка многих месторождений не обеспечена хорошо проведенными поисковыми работами. Нет сомнения, что при правильной постановке геофизических и других работ, сопровождающих среднемасштабные съемки, эти недостатки (относящиеся в большей мере к стадии общих поисков) можно ликвидировать. Заблаговременное проведение среднемасштабных съемок способствует также резкому сокращению объема полевых геофизических работ на стадии детальных поисков и предварительной разведки.

Большими возможностями обладают мелко- и среднемасштабные геофизические исследования при общих, иногда и детальных поисках термальных вод. Этот вопрос уже был затронут выше. На практике, к сожалению, поисково-разведочные работы на термальные воды иногда выполняют без опережающих мелко- и среднемасштабных геофизических работ, что, естественно, приводит к удорожанию общего цикла исследований. Такое положение, например, сложилось в последние годы при поисках термальных вод в районе оз. Иссык-Куль в Киргизии, на площади Аджаро-Триалетской зоны в Грузии.

**Искусственное восполнение запасов подземных вод.** При этих работах по степени детальности различают две стадии исследований: а) региональные наблюдения; б) локальные работы, предназначенные для специального гидрогеологического обоснования [30]. Результаты наземных среднемасштабных геофизических исследований могут быть с успехом использованы для искусственного восполнения запасов подземных вод. С их помощью могут быть выделены гидрогеологические структуры с мощными коллекторами пресных или солоноватых подземных вод. Таковыми могут быть толщи грубообломочных, интенсивно трещиноватых либо трещинно-карстовых пород.

**Изучение гидрогеологического влияния крупных водозаборов на окружающую среду.** Воздействие крупных водозаборов на окружающую среду охватывает большие территории, измеряемые тысячами и десятками

тысяч квадратных километров. В связи с этим возникает необходимость специальных региональных исследований на стадиях как поисково-разведочных, так и эксплуатационных работ (Н.И. Плотников, 1968 г.). В районе водозаборов и в зоне питания эксплуатируемых горизонтов целесообразно с помощью геофизических методов определять конфигурацию образующейся вокруг водозабора депрессионной воронки; изучать гидрогеологическую связь поверхностных и подземных вод; выявлять движение (подсос) соленых природных вод, а также промышленных и бытовых стоков; контролировать мерзлотное состояние пород в зоне водозаборов.

Определение конфигурации депрессионной воронки – первоочередная задача, позволяющая выявить площадь, в наибольшей мере подверженную загрязнению. С другой стороны, в пределах этой площади под воздействием водозабора происходят нежелательные инженерно-геологические процессы. При эксплуатации безнапорных вод депрессионную воронку можно оконтурить сравнительно легко обычными приемами [20]. Значительно труднее изучить депрессию на пьезометрическом уровне напорных вод. Практических примеров использования наземных геофизических методов в этих условиях нет. Однако применение геофизических методов вполне возможно, причем решения задач могут быть как прямыми, так и косвенными. Прямое решение связано с контролем во времени за изменением физических полей в зоне депрессии. В этом отношении, по-видимому, целесообразно использовать помимо электроразведки высокоточные гравиметрические, магнитометрические и сейсмические режимные наблюдения. Эксплуатация водозаборов приводит к общему сокращению объема воды в зоне его воздействия и уменьшению аномальных значений силы тяжести. Аналогичная картина наблюдается в районе эксплуатации нефтяных месторождений. С другой стороны, длительная откачка подземных вод способствует уменьшению запасов подземных вод и может привести к соответствующему изменению упругого состояния пород, что отражается на магнитных и сейсмических полях. Косвенное решение связано с детальным изучением по геофизическим материалам разреза месторождения и использованием этих данных при составлении фильтрационной схемы и последующем моделировании нестационарного фильтрационного потока.

Проследить движение контура, отделяющего пресные воды от вод с повышенной минерализацией (промышленных стоков и соленых природных вод), нетрудно, если по степени минерализации воды существенно различаются. Обычно наземные и скважинные методы электроразведки позволяют решить эту задачу. Но иногда промышленные стоки, не отличаясь резко аномальной электрической проводимостью, характеризуются повышенными температурой или радиоактивностью. Обнаружить продвижение такого "облака" можно с помощью скважинных наблюдений, применяя термометрические и радиометрические методы.

В криолитозоне главное внимание исследователей должно быть направлено на определение температуры пород, контуров таликовых зон, мощности и геокриологического состояния многолетнемерзлых пород. Как известно, в зоне действующих водозаборов эти характеристики под-

вержены заметным изменениям. Например, размеры таликовой зоны, как показано П.И. Мельниковым и О.Н. Толстыхиным (1975 г.), при длительной эксплуатации заметно увеличиваются, что способствует лучшей работе водозабора. Для выявления этих изменений могут быть с успехом использованы режимные геоэлектрические, геотермические и сейсмические методы исследования.

В результате описанных выше исследований можно уточнить контуры зоны санитарной охраны будущих и действующих водозаборов и наметить меры, способствующие охране водоносных горизонтов от загрязнения, истощения и т. п. Все виды наблюдений требуют, как правило, многолетних (режимных) работ. Их целесообразно проводить при групповой среднемасштабной съемке.

### **3. ВИДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ, СВЯЗАННЫЕ С ГИДРОМЕЛИОРАЦИЕЙ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ УГОДИЙ, С ОСУШЕНИЕМ ГОРНОРУДНЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ И ДРУГИМИ ИЗЫСКАНИЯМИ**

**Гидромелиорация сельскохозяйственных угодий.** Опережающее выполнение геофизических работ при среднемасштабной съемке на тех площадях, где в дальнейшем будут выполняться крупномасштабные гидромелиоративные исследования, может существенно повлиять на повышение качества и снижение себестоимости последних. Несколько эффективно опережающее выполнение среднемасштабной съемки, хорошо продемонстрировал А.Ф. Бухмастов (1975 г.) при гидромелиоративных работах в Новосибирской области. Используя результаты геофизических наблюдений, полученных при среднемасштабной съемке, он камеральным способом построил в масштабе 1:50 000 практически все карты, которые требуется составлять при крупномасштабных гидромелиоративных исследованиях. На картах соответствующими обозначениями были показаны участки, где с различной достоверностью и степенью детальности решены поставленные задачи, что и было учтено при полевых наблюдениях. Такая организация работ позволяет при последующем проведении гидромелиоративной съемки: а) обоснованно выбрать участки работ; б) уменьшить глубину исследований и поэтому сосредоточить внимание на самой важной поверхности части разреза; в) более правильно разрешить вопрос о сети наблюдений, расположении параметрических пунктов, рациональном комплексе исследований; г) заблаговременно осуществить с помощью геофизических методов многолетние гидрорежимные наблюдения, направленные на обнаружение изменений в уровне грунтовых вод, засоленении грунтов, минерализации подземных вод, мерзлотном состоянии пород и т. п. Умелое сочетание среднемасштабных и крупномасштабных съемок дает возможность проводить их групповым методом.

**Обоснование под крупное гидротехническое строительство; осушение горнорудных предприятий.** Прокладка трансконтинентальных каналов и создание водохранилищ площадью в тысячи квадратных километров, осушение горнорудных предприятий требуют гидрогеологического обоснования на всех стадиях исследований. Большой опыт использования геофизи-

зических работ накоплен лишь при детальных изысканиях. При региональных исследованиях, проводимых на стадии технико-экономического обоснования, делаются лишь первые попытки привлечения геофизических методов. Как показывает практика, ценная информация может быть получена уже при мелкомасштабном картировании на основе использования фондовых материалов. Таким способом в 1976 г. была выполнена работа по оценке фильтрационных свойств глинистых пород регионального водоупора в Северном Тургае. Полученные результаты позволили более обоснованно подойти к выбору трассы канала с точки зрения оценки гидравлической связи поверхностных и подземных вод. Аналогичные работы можно производить в настоящее время в европейской части страны в связи с проектированием каналов по переброске вод северных рек в южные районы. Достаточно полная геофизическая изученность территории, особенно геозлектрическими методами, позволяет такую работу почти полностью выполнить камеральным путем в мелком масштабе на основе специализированной интерпретации фондовых материалов.

При проектировании крупных водохранилищ и более детальных исследованиях трасс каналов целесообразно проводить государственную среднемасштабную съемку. Если такие работы не выполнены, иногда имеет смысл их осуществить, даже когда строительство объектов завершено.

Строительство и эксплуатация горнорудных предприятий, особенно крупных карьеров, связаны с интенсивной откачкой подземных вод. Есть основание предполагать, что среднемасштабная съемка может дать ценный материал при проектировании и эксплуатации таких сооружений. Например, построения, аналогичные тем, которые выполнены по Московскому артезианскому бассейну, с большим эффектом можно было бы реализовать по району Курской магнитной аномалии, где гидрогеологическое воздействие крупных карьеров наблюдается в огромном радиусе. При таких исследованиях в условиях артезианских бассейнов следует особое внимание уделять изучению фильтрационных свойств пород и выявлению гидравлической связи водоносных горизонтов с реками. В области бассейнов трещинных вод первоочередной задачей среднемасштабных съемок в районе горнорудных предприятий должно явиться изучение зон крупных региональных разломов.

**Захоронение промышленных стоков и охрана подземной среды от загрязнения.** Теоретические основы и практические рекомендации по этому вопросу приводятся в работах В.М. Гольдберга (1980 г.) и др. В настоящее время сброс промышленных стоков осуществляется в зону аэрации, в емкости соляных залежей (образованных в результате их эксплуатации) и в глубокозалегающие водоносные горизонты.

Геофизические методы могут быть использованы для выбора участков, наиболее благоприятных для захоронения промышленных и бытовых стоков; оконтуривания областей, где возможно загрязнение подземных вод, и тем самым для установления зон санитарной охраны; контроля за подземным движением промышленных стоков. До последнего времени полевые и скважинные геофизические методы использовали лишь при детальных исследованиях на ограниченных площадях при сравнительно малых глубинах исследований (Г.Д. Агафонов, 1976 г.; В.В. Казарян,

1976 г. и др.). В зависимости от физических свойств загрязняющих жидкостей применяли электроразведку, термометрию и радиометрию.

Наиболее эффективны геофизические исследования при изучении стоков, отличающихся высокой степенью минерализации (десятки граммов на литр и выше), например отходов содового производства. Контроль в процессе захоронения промышленных стоков за подземными водами на прилегающих участках может осуществляться с помощью резистивиметрии в водоемах, колодцах, скважинах, а также путем полевых электроразведочных работ. Такие исследования необходимо проводить в течение нескольких лет. Они позволяют судить о направлении и скорости движения проникающих в подземные воды промышленных стоков.

В последние годы стала очевидной необходимость проведения региональных геофизических исследований при изучении крупных гидрогеологических структур (типа артезианских бассейнов) с точки зрения захоронения промышленных стоков и охраны подземных вод от загрязнения. Нет сомнения, что геофизические методы могут оказать при этом существенную помощь главным образом за счет применения разработанной методики изучения фильтрационных свойств водоносных и слабопроницаемых отложений артезианских бассейнов. Так, например, при изучении Сырдарьинского артезианского бассейна нами выделены в его южной части впадины, удовлетворяющие требованиям захоронения промышленных стоков. При исследовании Московского артезианского бассейна дана оценка фильтрационных свойств верхнего терригенного комплекса, что позволило оценить защищенность от загрязнения грунтовыми водами наиболее важных напорных водоносных горизонтов, приуроченных к карбонатным породам.

Таким образом, как мелкомасштабные, так и среднемасштабные геофизические исследования целесообразно применять для разрешения рассматриваемой проблемы.

**Полутные поиски различных месторождений полезных ископаемых.** По данным региональных гидрогеолого-геофизических исследований можно прогнозировать, помимо месторождений подземных вод, также месторождения строительных материалов, рудных полезных ископаемых, нефти и др.

Геофизические исследования, позволяющие расчленить разрез на водоносные и водоупорные горизонты, выяснить их обводненность, дают обильный материал для обнаружения месторождений гравийно-галечниковых отложений, а карстологические исследования — для выявления массивов монолитных пород и т. п. Не случайно во многих геологических управлении (Центргеология, Иркутское ПГО и др.) поиски и разведка подземных вод сочетаются с аналогичными работами на строительные материалы.

Нетрудно по геофизическим данным при гидрогеологических исследованиях обнаружить скопления легкорастворимых гидрохимических отложений (поваренной и калийной соли и т. п.) в связи с образованием участков с высокоминерализованными водами. Подобный опыт имеется по Донбассу, Карпатам и другим областям [19 и др.]

При поисках месторождений рудных полезных ископаемых большую

помощь могут оказать гидрогеолого-геофизические исследования, проводимые с целью изучения горноскладчатых областей. Геологическое картирование коренных пород, прослеживание зон разломов, выявление их активности, расчленение слабометаморфических пород основания не отдельные комплексы, выделение гидротермально-измененных толщ и т. п. — все это способствует обнаружению не только водообильных участков, но и площадей, перспективных на рудные ископаемые.

Региональные исследования могут оказать также помощь при прогнозировании некоторых типов угольных месторождений. Так, в восточной части Средней Азии угленосность связана в основном с юрскими отложениями, обычно залегающими на складчатом основании домезозойского возраста. При поисках угольных месторождений геофизические методы нацелены не обнаружение участков неглубокого погружения этого основания и маломощных аллювиально-делювиальных грубообломочных отложений, залегающих в верхней части разреза и отличающихся, как правило, высокой водообильностью, которая резко осложняет горнотехнические условия при шахтном строительстве и эксплуатации месторождений (И.М. Мелькановицкий, 1950—1957 гг.). Близкие к этому задачи решаются и при среднемасштабной гидрогеологической съемке.

Известный интерес представляют региональные гидрогеофизические обобщения при прогнозировании нефтегазоносности в пределах недостаточно геологически изученных площадей, где эти данные могут дать дополнительную к структурным исследованиям полезную информацию. Например, на территории Сырдарьинского артезианского бассейна долгие годы проводились поисково-разведочные работы на нефть и газ. Результаты их оказались отрицательными. Региональные гидрогеолого-геофизические работы [17] показали, что на большей части территории мезозойские отложения насыщены водой невысокой минерализации, что свидетельствует вместе с другими данными об их промытости и, следовательно, невысокой перспективности на нефть и газ. Поэтому вряд ли следует вкладывать большие средства в детальные исследования ряда структур, особенно на востоке бассейна, вблизи области питания. В то же время в зоне Аральской впадины отмечается резкое увеличение мощности отложений, в том числе и водоупорных, и значительный рост продольной электрической проводимости пород, что указывает на увеличение минерализации артезианских вод и слабую проницаемость отложений (в Юго-Восточном Приаралье обнаружены воды с минерализацией более 100 г/л).

В целом имеющиеся материалы по поискам и разведке различных полезных ископаемых не только служат исходной информацией для гидрогеолого-геофизических обобщений, но и соответствующим образом переработанные (под углом зрения гидрогеолога) дают дополнительную информацию, позволяющую более целенаправленно проводить разведочные работы на разные виды полезных ископаемых.

## **Глава VII. ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ЭФФЕКТИВНОСТЬ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

В последние годы усилилось внимание к вопросу научного обоснования методики оценки экономической эффективности геофизических исследований в геологической разведке (Д.М. Карпушин, 1977 г.; Ю.Ф. Пында, 1976 г.; Л.А. Стенин, 1971 г. и др.).

Геологический и экономический эффект геофизических исследований выражается в том, что вместо дискретной оценки удается получить практически непрерывную характеристику среды. Уменьшается объем дорогостоящего бурения и опытных работ за счет более обоснованного направления геологопоисковых работ и их частичного сокращения. Повышается скорость исследований.

Эффективность использования геофизических данных в гидрогеологии находится в прямой зависимости от полноты, своевременности и достоверности геофизической информации. Эффективность и стоимость геофизических работ значительно меняются при перемещении из одной области природных условий в другую или в связи с изменением перечня решаемых задач, поэтому влияние природных (ландшафтных, гидрогеологического-геофизических и др.) условий должно учитываться при экономических оценках.

### **1. ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКУЮ ЭФФЕКТИВНОСТЬ РАБОТ**

Для повышения геолого-экономической эффективности геофизических работ при региональных гидрогеологических исследованиях необходимо соблюдать стадийность исследований, применять "внутреннее" и "внешнее" комплексирование геофизических работ. На геолого-экономическую эффективность также влияют глубина разведки, себестоимость работ, совершенство методики гидрогеологической интерпретации и др.

При геофизических исследованиях осуществляют ту же стадийность, что и при гидрогеологических, в частности, среднемасштабной съемке должно предшествовать мелкомасштабное или обзорное картирование по фондовым материалам. Невыполнение этого требования приводит к лишним затратам. Например, в начале 70-х годов в Кызылкумах среднемасштабная гидрогеологическая съемка сопровождалась геофизическими исследованиями без предварительного мелкомасштабного обобщения фондовых материалов, полученных ранее при поисках нефти и газа. Это потребовало резкого расширения объема геофизических работ, что, в свою очередь, в несколько раз повысило их стоимость (против обычных затрат). Стало очевидным, что нельзя в том или ином бассейне ставить систематические работы по среднемасштабной гидрогеологической съемке без мелкомасштабных (или обзорных) предварительных построений по геофизическим данным<sup>1</sup> [29].

<sup>1</sup> Ниже основное внимание уделено среднемасштабной съемке, занимающей среди региональных работ первое место по сумме затрат.

Недопустимо также проведение геофизических работ при крупномасштабной гидрогеологической съемке, детальных поисках подземных вод и других исследованиях без предварительного осуществления среднемасштабной гидрогеологической съемки. Например, проведение детальных поисков без среднемасштабной съемки заставляет часто в условиях Московского артезианского бассейна в несколько раз увеличивать площадь исследований, что никак не компенсируется сокращением расходов на общие поиски, поскольку затраты на последние на порядок ниже затрат на детальные поиски.

Актуальным при среднемасштабных исследованиях является вопрос о замене полистной системы съемки групповой [29]. Экономические преимущества групповой съемки, несмотря на еще малый опыт, уже сейчас достаточно очевидны. Так, в Центргеологии МГ РСФСР обычная съемка при изучении площади в 4–6 тыс. км<sup>2</sup> обходится в среднем около 10 руб. за 1 км<sup>2</sup>, а съемка, близкая по методике к групповой, при изучении площади 8–18 тыс. км<sup>2</sup>, – 5–6 руб., т.е. на 40–50 % дешевле при неизменном качестве работ. Снижение стоимости связано с сокращением объема организационно-ликвидационных, параметрических и некоторых других видов работ. Положительно сказывается также многолетняя работа одного слаженного коллектива на одном и том же объекте.

Территориальная приуроченность существенно влияет на стоимость геофизических работ. Статистическая обработка большого материала в южной части Восточной Сибири и Дальнего Востока показала, что стоимость геофизических работ здесь примерно в полтора раза выше, чем в европейской части, а на Северо-Востоке, Камчатке и Сахалине – в 2,5–3 раза. Причина удорожания заключается в сложных природных условиях, высокой стоимости транспорта, повышенной оплате труда и т.д. Полная стоимость изучения комплексом геофизических методов 1 км<sup>2</sup> площади при среднемасштабной съемке закономерно увеличивается при переходе от исследований в аридной и гумидной зонах (10–30 руб.) к исследованиям в криолитозоне (40–60 руб.).

По данным ряда геологических управлений при достаточно полном изучении геофизическими методами площади одного планшета масштаба 1:200 000 требуются затраты, составляющие примерно 15–20 % объема всех затрат, планируемых на комплексную гидрогеологическую и инженерно-геологическую съемку. Минимальные затраты отмечаются при использовании только имеющихся (готовых) материалов – 3–5 тыс. руб. для площади одного планшета (т.е. 4000–5000 км<sup>2</sup>). При полевых геофизических работах на кристаллических массивах затраты соответственно варьируют от 10–20 до 30–40 тыс. руб., на площади складчатых сооружений – от 10–20 до 50–60 тыс. руб., иногда более (при использовании сейсморазведки МОВ или КМПВ). При изучении артезианских бассейнов платформенного типа расходы колеблются от 20–40 до 50–100 тыс. руб., а при изучении артезианских бассейнов межгорного типа – от 50 до 150 тыс. руб.

Намного дешевле обходится мелкомасштабное и обзорное гидрогеологическое картирование, осуществляющее по фондовым материалам. Стои-

мость изучения таким способом, по нашим данным, не превышает 10 коп. на 1 км<sup>2</sup>.

Не менее важна квалифицированная интерпретация геофизических материалов с доведением их до геологических и гидрогеологических характеристик. В этом отношении убедительным примером являются работы по Московскому и Сырдарьинскому артезианским бассейнам, где только за счет повторной специализированной интерпретации удалось существенно улучшить качество геофизических работ при среднемасштабной съемке.

## 2. ПРИМЕРЫ ОЦЕНКИ ЭФФЕКТИВНОСТИ ИССЛЕДОВАНИЙ

В настоящее время разработано несколько способов оценки экономической эффективности геофизических работ при гидрогеологических исследованиях [20 и др.]. Главным показателем обычно является удешевление стоимости выявленных ресурсов подземных вод (из расчета на 1 м<sup>3</sup>/сут). Специфика работ при региональных исследованиях заключается в том, что хотя ресурсы подземных вод и оцениваются, но это не служит главным показателем. Основным критерием геолого-экономической эффективности является стоимость работ в определенных природных условиях при решении с необходимой достоверностью и детальностью поставленных перед съемкой задач. В настоящее время во ВСЕГИНГЕО разрабатываются районные расценки 1 км<sup>2</sup> среднемасштабной съемки. Для оценки геолого-экономической эффективности геофизических работ, по-видимому, следует сравнивать стоимость кондиционной съемки при использовании в общем комплексе исследований геофизических методов со стоимостью без их применения. Использование такого приема, к сожалению, не всегда дает объективные результаты. Несмотря на несовершенство, этот прием наиболее широко сейчас применяется, поскольку не требует большой информации, сложных расчетов и доступен практически любому специалисту. Приведем примеры.

По подсчетам А.А. Шахназаряна и др. (1967 г.), при изучении конусов выноса Куринского бассейна метод ВЭЗ при среднемасштабной съемке позволяет сократить примерно на 90 % число скважин глубиной до 500 – 600 м. Учитывая значительную площадь исследований, измеряемую тысячами квадратных километров, экономический эффект от применения геофизических методов оценивается в несколько миллионов рублей. Аналогичный эффект от применения геофизических исследований установлен Ю.А. Осянином (1970 г.), проводившим электроразведку методом ВЭЗ в Западном Казахстане и выявившим обширные площади с пресными напорными водами на территории артезианских бассейнов.

Особенно значительный экономический эффект получается, если заключения делаются по имеющимся фондовым материалам, т.е. на основе лишь их повторной специализированной интерпретации. Затраты идут лишь на камеральную обработку геофизических материалов. Это снижает на один-два порядка расходы на исследование 1 км<sup>2</sup> площади.

Например, в 1970 г. Ф.М. Владимиров и Г.А. Ольшевский в районе

Жигулей по материалам, выполненным при поисках нефти, сделали ряд построений, в том числе составили структурную карту по поверхности коренных карбонатных пород в масштабе 1:100 000–1:200 000 для площади 1250 км. Удалось выявить древние погребенные долины, перспективные на подземные воды. Стоимость камеральных работ составил 3,2 тыс. руб., в то время как специальная постановка полевых геофизических наблюдений обошлась бы в несколько десятков тысяч рублей и намного больше при бурении скважин.

В качестве другого примера приведем исследования треста Киевгеологии на площади Украинского кристаллического щита, выполненные при участии автора [25]. Работы заключались в специализированной интерпретации имеющихся геофизических материалов и позволили осуществить не только среднемасштабную съемку, но и общие поиски трещинно-жильных вод на площади, измеряемой десятками тысяч квадратных километров. Стоимость обработки геофизических данных составила 0,5 руб. на 1 км<sup>2</sup> вместо 8–12 руб., обычно затрачиваемых при полевых работах.

Аналогичные работы проведены нами на территории Сырдарьинского артезианского бассейна [17] в масштабе 1:500 000 – 1:1 000 000 на площади более 200 тыс. км<sup>2</sup>, явившиеся надежной основой среднемасштабной съемки и поисков как артезианских, так и грунтовых вод. Затраты совершенно незначительные – около 30 тыс. руб. Работы позволили избежать бурения многих неудачных скважин, каждая из которых по стоимости соизмерима с полной суммой затрат на переинтерпретацию. И в этом заключается лишь часть полученного эффекта.

Особенно широко повторная интерпретация фондовых геофизических материалов применяется в Гидрогеологическом управлении МГ КазССР. Она иногда полностью заменяет специальные полевые работы при среднемасштабной гидрогеологической съемке. В некоторых случаях фондовые материалы позволяют существенным образом повысить качество проведенной ранее гидрогеологической съемки. Например, повторная интерпретация материалов выполненной ранее среднемасштабной съемки по центральной части Московского артезианского бассейна позволила оконтурить наиболее благоприятные площади для поисков пресных вод в известняках верхнего карбона – нижней перми при одновременном сокращении их территории с 500–1000 до 200–300 км<sup>2</sup>. При средней стоимости применяемой при поисках съемки масштаба 1:50 000 140 руб. на 1 км<sup>2</sup> экономия только при поисках одного месторождения составила 30 – 100 тыс. руб. (по геофизическим работам).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главные типы гидрогеологических структур — артезианские и адарте-зианские бассейны, гидрогеологические адмассивы, вулканогенные супер-бассейны и гидрогеологические массивы — четко выделяются и оконтуриваются по характеристикам, получаемым при обработке имеющейся геофизической информации: физическим свойствам пород, наблюдаемым геофизическим попям, степени расчлененности геологической среды на отдельные горизонты и блоки. По перечисленным показателям эти структуры представляют собой закономерно меняющийся ряд, в одном конце которого находятся артезианские бассейны, в другом — гидрогеологические массивы.

Геофизические материалы, накопленные в результате геологических исследований территории СССР, позволяют осуществлять в большом интервале глубин практически непрерывное региональное изучение платформенных и горноскладчатых структур, преимущественно на стадиях обзорного и мелкомасштабного картирования. Среднемасштабную гидрогеологическую съемку следует проводить после картирования. Методика полевых геофизических исследований при среднемасштабной съемке существенно зависит от типа изучаемых гидрогеологических структур. Геофизические методы при этом дают возможность решить многочисленные задачи и обеспечить последующие крупномасштабные и детальные гидрогеолого-геофизические изыскания.

Применение при региональных исследованиях корреляционного и многофакторного анализа комплекса геофизических, гидрогеологических и ландшафтно-индикационных параметров и других приемов интерпретации позволяет дать объемную оценку гидрогеологических условий при редкой сети опорных гидрогеологических скважин.

При этом геофизические данные позволяют осуществить гидрогеологическую стратификацию всех типов структур. Результаты геофизической и гидрогеологической стратификации хорошо сопоставимы, поскольку по геофизическим данным четко выделяются породы различной влагонасыщенности и различных фильтрационных свойств.

По результатам комплексных геофизических исследований можно оценить степень минерализации не только грунтовых, но и глубокозалегающих артезианских вод. Обязательное условие — введение поправок, учитывающих фациально-литологическую характеристику пород, температуру среды и т. п.

Использование геофизических методов дает возможность определить фильтрационные свойства как водоносных, так и водоупорных толщ, для чего обычно необходимы данные комплекса методов, используемых не только для изучения целевого горизонта, но и перекрывающих и подстипающих его толщ.

Эффективность глубинных геотермических исследований существенно повышается, если по геофизическим данным определяются физические свойства пород и по корреляционным связям оценивается распределение теплопроводности пород всего разреза.

Проведенное с помощью геофизических методов региональное изучение гидрогеологических структур Средней Азии, Сибири и европейской части страны позволило внести существенные корректизы в гидрогеологические представления, сложившиеся в результате применения традиционных методов исследований, и тем самым способствовало целеустремленному последующему проведению гидрогеолого-геофизических работ.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аронов В.И. Методы математической обработки геологических данных на ЭВМ. М., Недра, 1977.
2. Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М., Недра, 1976.
3. Вахромеев Г.С. Основы методологии комплексирования геофизических исследований при поисках рудных месторождений. М., Недра, 1978.
4. Геотермическая карта СССР в масштабе 1:5 000 000. Объяснительная записка/Под. ред. Ф.А. Макаренко. М., Недра, 1974.
5. Геотермические методы исследований в гидрогеологии / Под. рад. Н.М. Фролова. М., Недра, 1979.
6. Геотермия. Отчет по геотермическим исследованиям в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1974.
7. Гидрогеология СССР. Вып. 1. М., Недра, 1976.
8. Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев, Наукова думка, 1974.
9. Горяинов Н.Н., Ляховицкий Ф.М. Сейсмические методы в инженерной геологии. М., Недра, 1979.
10. Гречухин В.В. Изучение угленосных формаций геофизическими методами. М., Недра, 1980.
11. Караваев К.П. Типизация подземных водоносных систем. М., Наука, 1980.
12. Кириллов В.А., Писарев С.А., Сюзюмов Л.М. К решению прямой задачи ВЭЗ на разрезах с градиентным изменением сопротивления в толще многолетнемерзлых пород. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Т. 22, М., Изд-во АН СССР, 1975.
13. Кунин Н.Я. Комплексирование геофизических методов при геологических исследованиях. М., Недра, 1972.
14. Ланге О.К., Плотников Н.И. Научное содержание современной гидрогеологии. М., Изд-во МГУ, 1980.
15. Латеральность изменчивость состава и физических свойств отложений и ее отражение в геофизических полях при поисках нефти и газа. — Тезисы докладов Всесоюзного семинара 24—26 октября. Пермь, 1978.
16. Маврицкий Б.Ф., Шлак А.А. Классификация, принципы изучения и оценка ресурсов глубинного тепла Земли. — В кн.: Гидрогеология, инженерная геология и строительные материалы. М., Наука, 1980, с. 78—83.
17. Мелькановицкий И.М. Региональные геофизические исследования гидрогеологических условий артезианских бассейнов. М., Недра, 1975.
18. Мелькановицкий И.М., Синельников В.Я. Определение плотности пород платформенного покрова с помощью наземных гравиметрических методов при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях. — Труды ВСЕГИНГЕО, вып. 34, 1970, с. 97—109.
19. Мелькановицкий И.М., Вартенян Г.С., Водоватова З.А. Методика геофизических исследований при поисках и разведке минеральных вод. М., Недра, 1978.
20. Мелькановицкий И.М., Рялолова В.А., Хордикайнен М.А. Методика геофизических исследований при поисках и разведке месторождений пресных подземных вод. М., Недра, 1982.
21. Мелькановицкий И.М., Садов А.В. Перспективы комплексирования космических и геофизических методов при средне- и мелкомасштабных гидрогеологических исследованиях. — Водные ресурсы, 1979, № 5, с. 80—90.
22. Методы геофизики в гидрогеологии и инженерной геологии / Под. рад. Н.И. Плотникова. М., Недра, 1972.
23. Огильви Н.А. Физические и геологические поля в гидрогеологии. М., Наука, 1974.
24. Основные направления и результаты непосредственных поисков залежей нефти и газа электроразведкой / М.А. Киричек, З.Д. Круглова, А.П. Яковлев и др. — В кн.: Разведочная геофизика СССР на рубеже 70-х годов. М., Недра, 1974, с. 171—178.

25. Применение геофизических методов при решении прогнозно-гидрогеологических задач на территории Украинского щита / М.Н. Байсарович, Е.Л. Беспалая, С.А. Шмарьян, И.М. Мелькановицкий. — Водные ресурсы, 1977, № 1, с. 127—135.
26. Роговская Н.В. Перспективы развития гидрогеологического картирования. — Сов. геология, 1978, № 10, с. 24—30.
27. Саенинский К.А. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М., Недра, 1972.
28. Седов Б.М. Скорости сейсмических волн в многолетнемерзлых горных породах. — В кн.: Методы исследований мерзлых топщ. Якутск, книжн. изд-во, 1976, с. 107—117.
29. Соколовский Л.Г., Мелькановицкий И.М. Методические рекомендации по организации и проведению групповых гидрогеологических съемочных работ масштаба 1:200 000. М., изд. ВСЕГИНГЕО, 1981.
30. Сычев К.И. Гидрогеологическое обоснование искусственного пополнения запасов подземных вод. М., изд. ВСЕГИНГЕО, М., 1975.
31. Толстухин Н.И., Кирюхин В.А. Введение в региональную гидрогеологию. Л., Изд-во ЛГУ, 1980.
32. Толстухин О.Н., Якупов В.С. Структурно-гидрогеологические предпосылки методов поиска подземных вод в Восточной Сибири. — В кн.: Региональные и тематические геок्रиологические исследования. Новосибирск, Наука, 1975, с. 69—79.
33. Федынский В.В. Региональные геофизические исследования глубинного строения земной коры. М., Недра, 1978.
34. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. М., Недра, 1976.
35. Швецов П.Ф. Геотермические условия мезозойско-кайнозойских нефтеносных бассейнов. М., Наука, 1974.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<b>Глава I. Геофизическая характеристика основных типов гидрогеологических структур . . . . .</b>	<b>7</b>
1. Артезианские бассейны . . . . .	10
2. Адартезианские бассейны . . . . .	19
3. Гидрогеологические адмассивы . . . . .	30
4. Вулканогенные супербассейны . . . . .	37
5. Гидрогеологические мессивы . . . . .	41
6. Гидрогеологические структуры в криолитозоне . . . . .	46
<b>Глава II. Геофизическая информация для региональных гидрогеологических исследований. Перспективы комплексирования геофизических методов с другими . . . . .</b>	<b>54</b>
1. Обзорное и мелкомасштабное картирование . . . . .	54
2. Среднемасштабная съемка . . . . .	57
3. Перспективы комплексирования наземных геофизических методов с аэрогеофизическими, космическими и другими . . . . .	66
<b>Глава III. Вопросы методологии интерпретации геофизических данных . . . . .</b>	<b>70</b>
1. Принципы гидрогеологической интерпретации геофизической информации . . . . .	70
2. Этапы обработки геофизических материалов . . . . .	76
<b>Глава IV. Геофизическая интерпретация . . . . .</b>	<b>76</b>
1. Обработка материалов наземных геофизических наблюдений . . . . .	76
2. Обработка материалов каротажа скважин . . . . .	82
<b>Глава V. Приемы гидрогеологической интерпретации геофизических данных . . . . .</b>	<b>86</b>
1. Гидрогеологическая стратификация разреза и гидрогеологическое картирование . . . . .	87
2. Изучение гидрохимических условий . . . . .	100
3. Изучение динамики подземного потока . . . . .	113
4. Исследование гидрогеотермических условий . . . . .	141
5. Исследование гидрогеокриологических условий . . . . .	151
<b>Глава VI. Использование результатов геофизических исследований при решении комплексных гидрогеологических задач . . . . .</b>	<b>156</b>

1. Изучение условий формирования подземных вод. Гидрогеологическое районирование . . . . .	156
2. Исследования, связанные с оценкой ресурсов, выявлением и охраной месторождений подземных вод . . . . .	160
3. Виды исследований, связанные с гидромелиорацией сельскохозяйственных угодий, с осушением горнорудных предприятий и другими изысканиями . . . . .	163
<b>Глава VII. Геолого-экономическая эффективность геофизических исследований . . . . .</b>	<b>167</b>
1. Факторы, влияющие на геолого-экономическую эффективность работ . . . . .	167
2. Примеры оценки эффективности исследований . . . . .	167
<b>Заключение . . . . .</b>	<b>171</b>
<b>Список литературы . . . . .</b>	<b>173</b>

**ИЛЬЯ МАРКОВИЧ МЕЛЬКАНОВИЦКИЙ**

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРИ РЕГИОНАЛЬНЫХ  
ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ**

Редактор издательства *Н.Г. Богачеве*  
Переплет художника *Ю.Г. Асафов*  
Художественный радактор *В.В. Шутько*  
Технический редактор *Л.С. Гладкова*  
Корректор *О.П. Волкова*  
Оператор *Н.Я. Новикове*

ИБ № 4958

---

Подписано в печать 14.10.В3. Т-19667. Формат 60×90<sup>1</sup>/16. Бумага офсетная № 1.  
Набор выполнен на наборно-пишущей машине типа ИБМ "Композер". Печать офсетная.  
Усл. печ. п. 11,0. Усл. кр.-отт. 11,25. Уч.-изд. п. 13,20. Тираж 2250 экз.  
Заказ 471 /8901—3. Цена 75 коп.

---

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра", 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
Москва Ж-33, Волочаевская, 40.