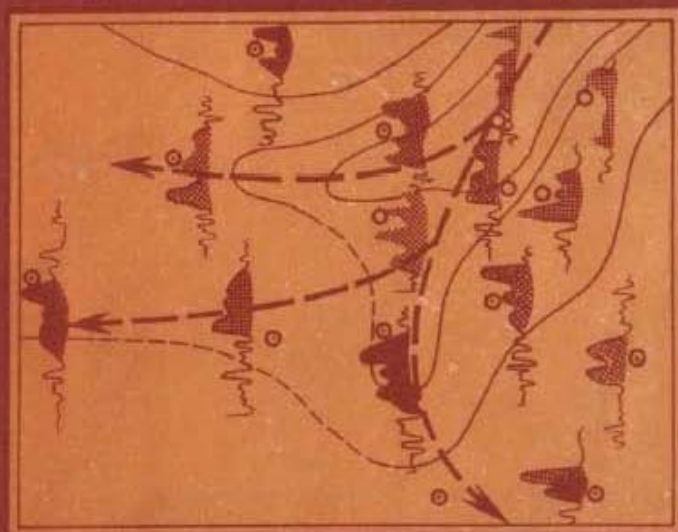


Т.С. ИЗОТОВА  
С.Б. ДЕНИСОВ  
Б.Ю. ВЕНДЕЛЬШТЕЙН

# СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ ПРОМЫСЛОВОЙ ГЕОФИЗИКИ



Т. С. ИЗОТОВА  
С. Б. ДЕНИСОВ  
Б. Ю. ВЕНДЕЛЬШТЕЙН

# СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ ПРОМЫСЛОВОЙ ГЕОФИЗИКИ

*С наклейками  
по методике  
авт. 1974 г.  
10.04.03  
Д.А.*



МОСКВА "НЕДРА" 1993

ББК 26.2  
И 38  
УДК 550.832.4:553.98

**Федеральная целевая программа книгоиздания России**

**Изотова Т.С., Денисов С.Б., Вендельштейн Б.Ю.**

И 38 Седиментологический анализ данных промысловой геофизики. - М.: Недра. - 1993. с. 176 ил.  
ISBN 5-247-02461-3

Рассмотрены условия накопления и залегания осадочных и вулканогенно-осадочных горных пород. Приведены их геофизические и петрофизические характеристики. Описана методика седиментологического анализа при поисках и разведке коллекторов нефти и газа, основанная на изучении связей геофизических методов исследования скважин с условиями осадконакопления. Эффективность методики показана на примерах изучения нефтегазоносных пород в различных регионах страны.

Для геофизиков и геологов производственных организаций.

И 2503010200 - 119  
043(01) - 93 100 - 93

ББК 26.2

**ПРОИЗВОДСТВЕННО-ПРАКТИЧЕСКОЕ ИЗДАНИЕ**

Изотова Татьяна Сергеевна  
Денисов Сергей Борисович  
Вендельштейн Борис Юрьевич

**СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ  
ПРОМЫСЛОВОЙ ГЕОФИЗИКИ**

Заведующий редакцией *Н.Е. Игнатьева*, редактор издательства *Т.К. Рубинская*, обложка художника *Б.К. Силаев*, художественный редактор *М.Г. Иванова*, технические редакторы *М.Л. Новикова*, *Н.С. Андрианова*, корректор *Т.Ю. Шульц*, операторы *Г.Г. Кириллова*, *И.В. Воева*  
ИБ 9014

Лицензия ЛР N 010145 от 24 декабря 1992 г. Подписано в печать с репродуцированного оригинал-макета 16.08.93. Формат 60x88 1/16. Гарнитура "Пресс-роман". Печать офсетная. Усл. печ. л. 10,78. Уч.-изд. л. 11,29 Тираж 680 экз. Зак. N 1723/2882-2 Набор выполнен на компьютерной технике

Издательство "Недра",  
125047 Москва, Тверская застава, 3.

Московский типографин N 9 НПО "Всероссийская книжная палата"  
Министерство печати и информации Российской Федерации.  
109033 Москва, Волочаевская ул., 40

ISBN 5-247-02461-3

© Т.С. Изотова, С.Б. Денисов,  
Б.Ю. Вендельштейн, 1993

**ПРЕДИСЛОВИЕ**

Успехи поисков, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых определяются степенью достоверности геологических моделей, заложенных в основу проведения геологоразведочных работ. Достоверность геологических построений тесно связана с количеством и качеством информации о составе и свойствах пород, слагающих природные резервуары, закономерностях их распространения и промышленной значимости. Основой получения подобной информации является изучение процессов осадконакопления.

Применение седиментологического анализа на всех стадиях геологоразведочных работ на нефть и газ содержит большие возможности в экономии времени и средств, так как позволяет выявлять закономерности распространения коллекторов, а следовательно, определять направление их поисков, разведки, разработки.

Ограниченное на сегодняшний день применение анализа объясняется дефицитом сведений, на основании которых можно судить о генетической природе отложений на пластовом уровне. Это относится в первую очередь к полифациальным средам, где корреляция разрезов по данным стандартной электрометрии содержит большое число некорректных решений при выборе объектов исследования, прослеживания их в региональном, зональном, иногда в локальном плане, а небольшие объемы керн часто не дают целостного представления об условиях образования и распространения объектов прогноза.

Геологи уже более 30 лет используют геофизические исследования скважин для определения условий седиментации пород (Р.Г. Нанц, 1954 г., Д.А. Буш, 1959 г., С.Г. Вишер, 1965 г., С.И. Пирсон, 1970 г., Ч.Е. Конибир, 1979 г. и др.). В советской литературе подобные работы публикуются с 1970 г. (Н.И. Чернышев, Л.С. Чернова, В.С. Муромцев, В.А.Бабадаглы и др.). Развитие идеи использования скважинной геофизической информации для восстановления условий осадконакопления стимулируется потребностями геологопоисковых, разведочных и эксплуатационных работ, связанных с неструктурными залежами углеводородов, континентальными, прибрежно-морскими и другими отложениями, для которых характерны сложные формы распространения коллекторов.

Проводимые нами исследования [12 - 14, 15, 20] продолжают развивать идею использования скважинной геофизической информации для восстановления истории геологического развития района. В отличие от предшествующих работ, мы пред-

ложили иной принцип решения вопроса - использование разносторонней информации, заключенной в комплексе геофизических исследований скважин для выявления геологических показателей обстановок осадконакопления, таких как: паразезисы литотипов, структура, текстура пород, их соотношение в разрезе и т.п. [15, 20].

За время проведения работ у нас появилась достаточно веская аргументация, подтверждающая возможность определения непрерывно по разрезу скважин условий осадконакопления по комплексу геофизических исследований, а также материал, свидетельствующий о практической полезности метода при поисках, разведке и разработке месторождений углеводородов.

В книге описана методика проведения седиментологического анализа по данным ГИС и примеры ее использования при региональном, зональном и локальном (на уровне разработки залежей) прогнозе коллекторов нефти и газа.

Проведение седиментологического анализа по данным ГИС предполагает знание основ седиментологии, минералогии, петрографии, а также углубленные знания физических основ интерпретации комплекса геофизических исследований скважин. С целью привлечения широкого круга читателей - специалистов геологов и геофизиков мы сочли целесообразным описание метода сопровождать коротким изложением процессов седиментации и образования природных резервуаров, стараясь объединить в единую причинно-следственную связь условия осадконакопления и их отражение в геофизических полях. В этом нам помогли великолепные монографии Д.А. Буша [4], В.А. Бабадаглы [1, 2], Н.Б. Вассоевича [30], Ч.Э.Б. Конибира [18], Ф. Петтиджона [25], В.И. Попова [26], М.Р. Лидера [19], А. Хеллема [31], Дж. Л. Уилсона [35] др.

Книга предназначена для геологов и геофизиков, работающих в области поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа, полезна преподавателям и студентам старших курсов геофизических специальностей вузов.

## Глава I

### ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНЫХ И ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Осадочными называют горные породы, образованные в термодинамических условиях, характерных для поверхностной части земной коры. По вещественному составу и генезису их разделяют на обломочные, образовавшиеся в результате переотложения продуктов физического и химического выветривания различных горных пород, карбонатные, образование которых связано с химическим выпадением осадков из воды, а также с жизнедеятельностью организмов, эвапоритовые, представляющие собою химические осадки закрытых минерализованных водоемов и осадочно-вулканогенные - образованные из обломочных пород и продуктов деятельности вулканов.

Каждая из перечисленных групп содержит определенный набор литотипов, отличающихся вещественным составом, структурой, текстурой, а, следовательно, физическими свойствами, которые фиксируются методами каротажа. Взаимосвязь между минералого-петрографическим составом, физическими и петрофизическими (в современном понимании этого слова) свойствами пород предопределяет возможность различать литотипы по данным геофизических исследований скважин.

Применяемый в настоящее время комплекс геофизических исследований скважин позволяет весьма разносторонне изучать физические свойства пород: электрическую проводимость, плотность, разрушаемость, естественную и наведенную радиоактивность, скорость и поглощение упругих колебаний и др.

Так, методы бокового каротажного зондирования, (БКЗ), бокового (БК), индукционного (ИК) каротажа, микробокового каротажа (МБК) позволяют определять электрическую проводимость пород по радиусу в разных участках пласта (прискважинной зоне и удаленной от скважины части), а также интегральную (БКЗ) и дифференциальную (БК, ИК, МБК) электрические характеристики. Электрическая проводимость зависит в первую очередь от пористости, объема и минерализации раствора, насыщающего поры породы, а также от минералогического состава породообразующих зерен и цемента.

Давно установлено различие в электрической проводимости песчано-алевритовых, глинистых, карбонатных пород. Однако более детальные исследования показали, что большие концентрации проводящих минералов, например таких как пирит,

глауконит, могут на порядок увеличить электрическую проводимость породы. Замечено, что при прочих равных условиях кварцевые песчаники имеют меньшую проводимость, чем полимиктовые. Цементирующее вещество по разному влияет на электрические свойства. Например, породам с глинистым, глауконитовым цементом, а также с цементом, содержащим большие концентрации окисного и закисного железа, свойственны низкие электрические сопротивления, а в случаях карбонатной или кварцевой цементации сопротивление пород существенно выше.

Как известно, электрическая проводимость одинаковых по вещественному составу пород является функцией ее пористости, объема и минерализации жидкости, насыщающей поры [10].

В свою очередь пористость определенным образом связана с формой, размером, упаковкой, сортировкой зерен - факторами, формирующими структуру пород. Отсюда возникает возможность определения структуры методами электротриии скважин. Теоретически эта возможность основана на петрофизических корреляционных связях между пористостью ( $k_n$ ), проницаемостью ( $k_{np}$ ), удельной поверхностью ( $S_{уд}$ ) и средним диаметром зерен ( $D_{cp}$ ), которые описываются уравнениями:

$$S_{уд} = \frac{ck_n^3}{k_{np}}; \quad S_{уд} = \frac{6(1 - k_n)}{D_{cp}}$$

$$D_{cp} = \frac{6(1 - k_n)}{\sqrt{ck_n^3/k_{np}}}; \quad k_n = \frac{1}{m\sqrt{P_n}}$$

Отсюда

$$D_{cp} = \frac{6(1 - \sqrt[m]{P_n})}{\sqrt{0.05} (\sqrt[m]{P_n})^{3/4} k_{np}} \quad (1)$$

Здесь  $c$  - коэффициент, характеризующий угол наклона зависимости  $k_{np} = f(k_n)$ ;  $m$  - показатель степени в петрофизическом уравнении  $P_n = f(k_n)$ ;  $P_n$  - относительное сопротивление (параметр пористости).

Для практического использования формулы (1) необходимо определить все вышеприведенные зависимости по предельному керну, а сопротивление - по каротажу, что не всегда выполнимо. Однако для характеристики литотипов нет необходимости в знании непосредственно величины  $D_{cp}$ , достаточно определить его относительные значения, такие, например, как мелкозернистость, крупнозернистость. Из формулы (1) вытекает, что удельное электрическое сопротивление обратно пропорционально среднему диаметру зерен, следовательно при прочих

равных условиях рост сопротивления свидетельствует об уменьшении размера зерен породообразующих минералов.

Наиболее пригодными для наблюдения за изменением структуры пород являются методы экранированных зондов БК и МБК. Так, для песчаников постепенное укрупнение по вертикали зерен на диаграммах этих методов отражается в росте электропроводности пласта; разнозернистость выражается резкой дифференциацией кривых МБК и т.п. Для глинистых пород удельное электрическое сопротивление снижается по мере роста их дисперсности.

Высокая степень информативности о минералогическом составе пород содержится в диаграммах радиоактивного каротажа.

Гамма-каротаж (ГК) позволяет выделять в разрезе скважин пласты с повышенной, в том числе аномально повышенной радиоактивностью - это песчаники, в составе которых содержится большое количество калиевых полевых шпатов, сухарные глины, содержащие каолинит несовершенной структуры и др. В разрезах, представленных вулканогенно-обломочными породами по ГК можно наблюдать усиление, либо ослабление вулканической деятельности во времени. Нейтронный гамма-каротаж (НГК) характеризует водород- и хлорсодержание породы, а следовательно - степень их плотности, глинистости, соледержания. Вместе с этим гамма-каротаж позволяет, кроме того, выделять угли по однонаправленному снижению показаний ГК и НГК, а также вулканогенные породы по однонаправленному повышению амплитуд на диаграммах этих методов.

Общеизвестно, что диффузионно-адсорбционная активность, регистрируемая методом ПС, характеризует проницаемость обломочных пород. В глинистых отложениях этот параметр зависит от их структуры и минерального состава. Глины пелитовой структуры при прочих равных условиях отличаются отклонением аномалии ПС в сторону положительных значений. Что касается влияния минерального состава глин на их диффузионно-адсорбционную активность, удалось установить повышение линии, объединяющей положительные значения ПС (так называемой линии глин), в ряду глин с преобладанием в составе хлорита-каолинита-гидрослюдь-монтмориллонита.

Этот же ряд глинистых пород отличается еще одной особенностью - ростом степени разрушаемости, фиксируемой каверномером. Кавернометрия в глинистых породах способна также указывать на содержание алевро-псаммитовой компоненты, которая уменьшает степень разрушаемости монтмориллонит-гидрослюдистых глин.

Акустический каротаж (АК) по скорости является методом, меньше других связанным с минералого-петрографическим составом пород. Скорость распространения упругой волны длиной  $\approx 25$  Гц указывает преимущественно на степень уплотнения породы и мало зависит от ее минерального состава. По обратной величине скорости - интервальному времени ( $\Delta T$ ) - различаются между собой карбонатные породы, песчаники, глины, соли, ангидриты.

Из приведенного описания видно, что каждый из методов геофизических исследований скважин содержит определенную информацию о свойствах пород. Сочетание этой информации позволяет определять вещественный состав и структурные особенности пород.

Для песчано-алевритовых отложений, приуроченных к рифтовым зонам, образованным в континентальной коре (Днепроовско-Донецкая впадина, Западная Сибирь), количественные соотношения геофизических параметров для разных литотипов показаны на рис. 1-3. Например, для кварцевых крупнозернистых песчаников характерен диапазон значений удельного сопротивления промытой зоны  $\rho_{\text{МБК}}$  в пределах 1-5 Ом·м (при  $\rho_{\text{Ф}} \approx 0,1$  Ом·м и  $\rho_{\text{В}} \approx 0,01$  Ом·м);  $\Delta T$  - 240-300 мкс/м;  $I_{\gamma}$  - 1-3 мкР/ч (см. рис. 1). Песчаники ожелезненные при той же пористости и радиоактивности характеризуются более низкими ( $< 1$  Ом·м), а конгломераты - более высокими ( $> 10$  Ом·м) сопротивлениями и т.п. (см. рис. 1).

Глинистые породы отличаются постепенными изменениями основных геофизических параметров ( $\rho_{\text{МБК}}, I_{\gamma}, J_{\text{ЛУ}}, \Delta T$ ) в зависимости от вещественного состава (см. рис. 2). Это объясняется тем, что в нефтегазоносных разрезах практически не встречаются мономинеральные глины.

Так, глинам монтмориллонитового состава свойственны наиболее высокие значения  $\Delta T$  (300-380 мкс/м), низкие сопротивления (0,5-2 Ом·м), и радиоактивность (6-8 мкР/ч). По мере роста содержания гидрослюда, что четко фиксируется уменьшением разбухания пород при бурении,  $\Delta T$  уменьшается до 240 мкс/м, сопротивления и радиоактивность возрастают. Сухарные глины характеризуются значениями  $\Delta T \approx 200 \div 220$  мкс/м,  $\rho_{\text{МБК}} = 1 - 50$  Ом·м,  $I_{\gamma} \approx 20$  мкР/ч.

Геофизические показатели карбонатных пород зависят, в основном, от степени их глинистости и структурных особенностей и практически не зависят от минерального состава. На рис. 3 показаны количественные соотношения вторичной гамма-активности, удельного электрического сопротивления и интервального времени для карбонатных пород (известняков и доломитов) с разной структурой пор при глинистости менее

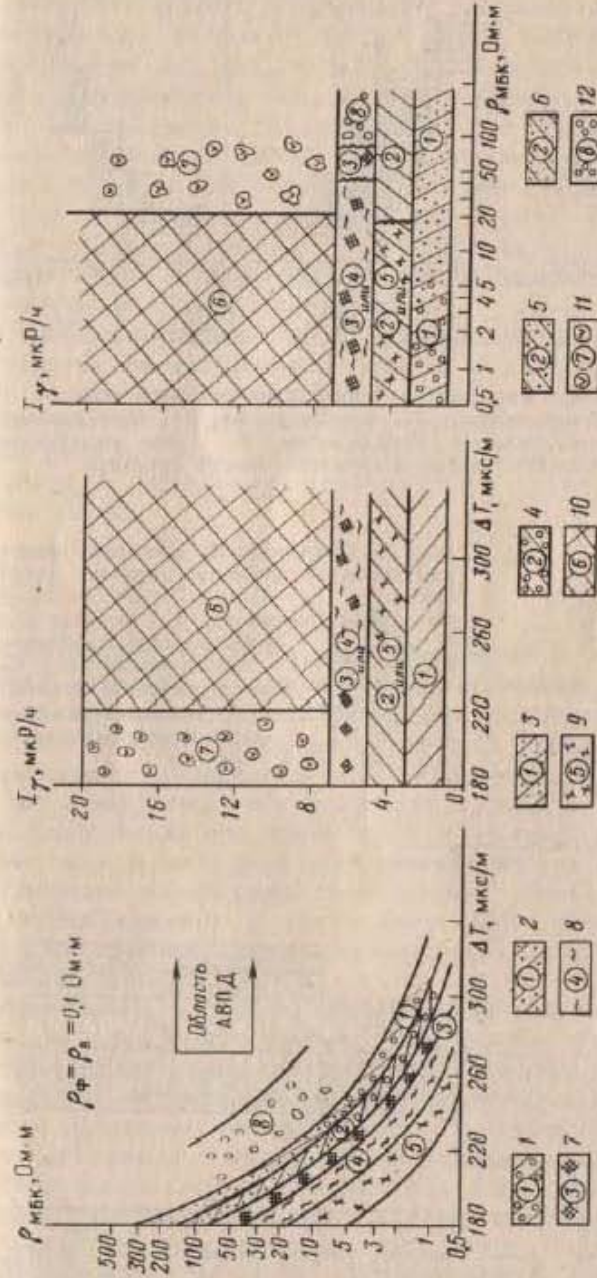


Рис. 1. Количественные критерии для определения литотипов песчаников.

Песчаники кварцевые: 1 - крупнозернистые, 2 - среднечернистые, 3 - мелкозернистые; песчаники кварц-полевошпатовые: 4 - крупнозернистые, 5 - среднечернистые, 6 - мелкозернистые; песчаники: 7 - полевошпат-кварцевые, 8 - глаукоцитовые, 9 - ожелезненные, 10 - калишлатовые; 11 - граувакки; 12 - конгломераты; цифры в кружках - номера литотипов

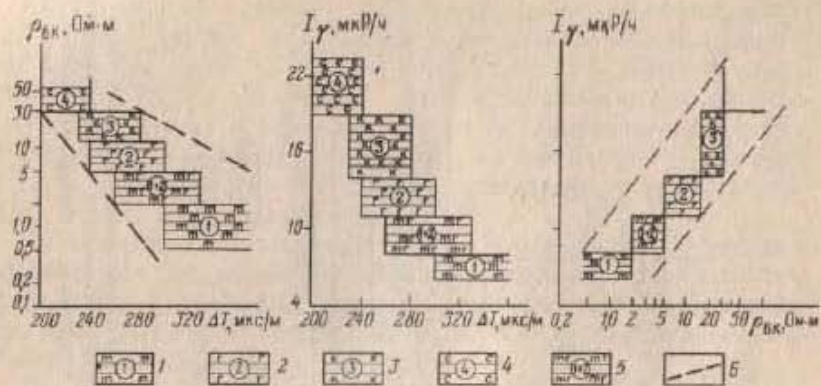


Рис. 2. Количественные критерии для определения литотипов глин. Глины: 1 - монтмориллонитовые, 2 - гидрослюдистые, 3 - каолинитовые, 4 - сахарные, 5 - монтмориллонит-гидрослюдистые, 6 - зоны распространения смесей глин разного состава; цифры в кружках - номера литотипов

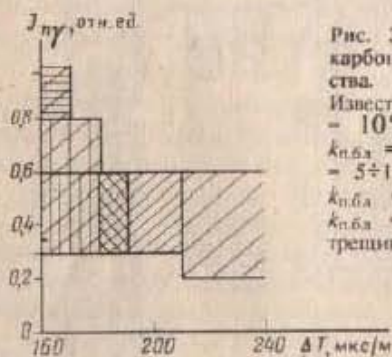
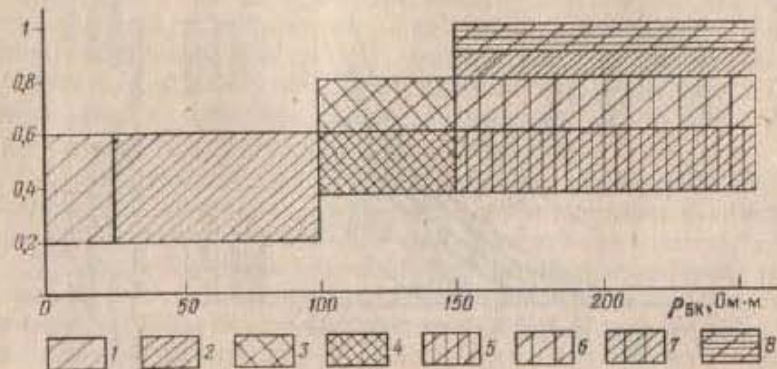


Рис. 3. Геофизические критерии разделения карбонатов по структуре порового пространства.

Известняки (доломиты): 1 - поровые с  $k_{п.бл} = 10\%$ ; 2 - порово-каверново-трещинные с  $k_{п.бл} = 10\%$ ; 3 - порово-трещинные с  $k_{п.бл} = 5 \div 10\%$ ; 4 - порово-каверново-трещинные с  $k_{п.бл} = 3 \div 5\%$ ; 5 - каверново-трещинные с  $k_{п.бл} = 3\%$ ; 6 - трещинно-каверновые; 7 - трещиноватые; 8 - плотные



10%. Удельное электрическое сопротивление и вторичная гамма-активность зависят от пористости матрицы: при  $k_{п}$  матрицы известняка больше 10%  $\rho_{БК} \leq 20 \text{ Ом} \cdot \text{м}$  (при  $\rho_{п} \approx 0,01 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ),  $J_{\gamma\gamma} = 0,2 - 0,6$ . В подобных случаях вторичная (трещинная и каверновая) пористость не существенно влияет на изменение сопротивления. Для пород с низкой первичной пористостью ( $k_{п} < 5\%$ ) трещиноватость и кавернозность меняют значения БК иногда на два порядка, а  $J_{\gamma\gamma}$  - на 50% (см. рис. 3). Интервальное время для карбонатных пород меняется в небольшом диапазоне (160-220 мкс/м), исключение составляют карбонатные породы песчано-алевритовой структуры с высокой (более 10%) пористостью.

Приведенный выше обзор зависимости геофизических характеристик от минерального состава и структурных особенностей пород даст лишь общее представление о пределах возможностей каротажа для определения литотипов. В следующих разделах этот вопрос рассмотрен более детально применительно к отдельным генетическим группам осадочных горных пород.

#### 1.1. ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Обломочные горные породы образуются в процессе выветривания, переноса и отложения магматических, метаморфических и первично-осадочных пород. Их состав и свойства тесно связаны с составом материнских пород. В процессе физического и химического разрушения последние дробятся на составляющие их кристаллы, либо небольшие куски, которые подвергаются разрушению при физическом и химическом воздействии на них воды и растворов солей при переносе и пересотложении. В результате химического выветривания возникают минеральные новообразования и часто имеет место замещение одних минералов другими, более устойчивыми в конкретной геологической обстановке.

Химические элементы, присутствующие в материнских породах, в зоне выветривания подвергаются окислению либо восстановлению. Окислительно-восстановительный потенциал среды (Eh), окружающей породы, является основным регулирующим фактором минералогического состава частиц осадочного материала. Окислительная среда преобладает в приповерхностных зонах. Исключение составляют бедные кислородом заболоченные почвы, богатые анаэробными бактериями. Восстановительная среда существует ниже поверхности аэробной зоны, в эвксидных условиях слабо аэрируемых мор-

ских водных масс или обогащенных органикой рассольных водоемах. Таким образом, продукты разрушения одной и той же материнской породы могут быть различны в зависимости от того, в каких условиях происходило ее выветривание.

Различные минералы обладают неодинаковой устойчивостью по отношению к химическому и физическому выветриванию как в коре выветривания, так и при последующем переносе. В коре выветривания устойчивость минералов определяется их химическим составом. При разрушении зерен минералов во время переноса особое значение приобретают их физические особенности (твердость, наличие спайности и др.). Наибольшей устойчивостью к выветриванию обладает кварц. Он не меняет своего состава даже при тонком измельчении, поэтому широко распространен среди обломочных пород. Многочисленными исследованиями установлен ряд устойчивости к выветриванию минералов изверженных пород. Потенциалы

Т а б л и ц а 1

Потенциалы выветривания для некоторых силикатных минералов (по Д. Карроллу, 1970 г.)

Минерал	Химический состав	WPI
Оливин	$(Mg, Fe)_2 \cdot [SiO_4]$	44—65 54
Авгит	$Ca(Al, Fe, Ti)AlSiO_6$	21—46 39
Роговая обманка		21—63 36
Биотит	$K(Mg, Fe)_3 \cdot [AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$	7—32 22
Лабрадор	$CaNaAlSi_3O_8$	18—20 20
Анлезин	$NaCaAlSi_3O_8$	— 14
Олигоклаз	$NaCaAlSi_3O_8$	— 15
Альбит	$Na[AlSi_3O_8]$	— 13
Мусковит	$KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$	— 10
Кварц	$SiO_2$	— 1

Примечание. Для WPI в числителе - диапазон изменения, в знаменателе - среднее значение.

выветривания (WPI) для пород и минералов служат некоторым ориентиром их устойчивости (табл. 1). Устойчивость кварца принята за единицу. Рост индекса WPI соответствует уменьшению устойчивости минералов при выветривании. Порядок расположения минералов противоположен их порядку в реакционном ряду Боузна, характеризующем кристаллизацию из силикатных расплавов. Это объясняется соотношением сил связей различных катионов с кислородом. Минералы с относительно небольшим количеством связей Si с O являются неустойчивыми (авгит, биотит) по сравнению с минералами, имеющими много таких связей (тетраэдры кремнезема). Показателем устойчивости минералов может служить величина свободной энергии химической реакции, протекающей при воздействии на них водной среды. Изменение стандартной свободной энергии реакции ( $\Delta G^0_f$ ) представляет собой сумму стандартных свободных энергий образования всех продуктов реакции минус сумма свободных энергий. Чем больше отрицательная величина  $\Delta G^0_f$ , тем более вероятным должно быть протекание реакции. В табл. 2 приведены данные С.Д. Кертиса о величинах  $\Delta G^0_f$  для основных породообразующих минералов и реакции, протекающие при их выветривании.

Таким образом, состав частиц осадочного материала определяется минералогическим составом материнских пород, величиной окислительно-восстановительного потенциала среды, вмещающей эти породы, степенью разрушаемости минералов, а также их твердостью, первоначальным размером зерен, скоростью осаждения и др.

Обломочный материал, образовавшийся в результате выветривания, отделяется от массивной породы, переносится ветром, потоками воды, ледниками и осаждаются на поверхности суши и в водных бассейнах. Ведущими факторами при переносе обломков пород являются динамика среды, петрографо-минеральный, химический состав материнских пород. На путях переноса материал изменяется тем больше, чем дальше источник сноса. Во время транспортировки происходит частичное осаждение обломочного материала, затем он повторно размывается и вновь переносится. Скорость переноса и дальнейшего осаждения частиц зависит от многих факторов: динамики ветра, водных потоков, удельного веса зерен и др. Следует отметить, что масса зерна изменяется пропорционально кубу радиуса (для сферондов), поэтому сфера диаметром 10 мм в пять раз "больше", чем сфера диаметром 2 мм, но по массе она больше в  $5^3 = 125$  раз. Это важно знать, так как масса выражает сопротивление движению, которое нужно преодолеть

Т а б л и ц а 2  
 Величины свободных энергий Гиббса для реакций выветривания (по С.Д. Кернесу, 1976 г.)

Минерал	$\Delta G^0_f$		Уравнение реакции
	кДж/моль	кДж · г <sup>-1</sup> · атом <sup>-1</sup>	
Оливин (фрейдит)	-220,6	-27,5	$Fe_2SiO_4 + 1/2O_2 \rightarrow Fe_2O_3 + SiO_2$
Оливин (форстерит)	-184,2	-16,7	$Mg_2SiO_4 + 4H^+ \rightarrow 2Mg^{2+} + 2H_2O + SiO_2$
Пироксен (слипсонстатит)	-87,5	-12,5	$MgSiO_3 + 2H^+ \rightarrow Mg^{2+} + H_2O + SiO_2$
Пироксен (анортит)	-159,5	-11,4	$CaMg(SiO_3)_2 + 4H^+ \rightarrow Mg^{2+} + Ca^{2+} + 2H_2O + 2SiO_2$
Амфибол (антофиллит)	-574,3	-10,4	$Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2 + 14H^+ \rightarrow 5Mg^{2+} + 8H_2O + 8SiO_2$
Амфибол (тремолит)	-515,7	-9,4	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 14H^+ \rightarrow 5Mg^{2+} + 2Ca^{2+} + 8H_2O + 8SiO_2$
Кальциевый полевой шпат (анортит)	-100,0	-5,5	$CaAl_2Si_2O_8 + 2H^+ + H_2O \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + Ca^{2+}$
Натриевый полевой шпат (альбит)	-96,7	-3,1	$2NaAlSi_3O_8 + 2H^+ + H_2O \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4SiO_2 + 2Na^+$
Кальциевый полевой шпат (микроклин)	-72,4	-1,3	$2KAlSi_3O_8 + 2H^+ + H_2O \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4SiO_2 + K^+$
Слюда (мусковит)	-72,4	-1,3	$2KAlSi_3O_8(OH)_2 + 2H^+ + 3H_2O \rightarrow 2K^+ + 3Al_2Si_2O_5(OH)_4$

для того, чтобы началось перемещение зерен. При транспортировке происходит износ зерен в результате появления трещин, обусловленных столкновением частиц. Поэтому вниз по течению потоков, переносящих зерна, наблюдается уменьшение их размеров, которое можно выразить отрицательным экспоненциальным уравнением

$$W = W_0 \exp[-a(x - x_0)],$$

где  $W$  - масса наиболее крупной частицы на расстоянии  $x$  от места ее происхождения;  $W_0$  - масса частицы в какой-либо точке  $x_0$ ;  $a$  - постоянная величина потока. Равенство подтверждает наблюдаемое явление, что уменьшение размеров частиц под действием физического износа становится меньше по мере того, как уменьшаются их размеры. Так, например, песчинки кварца могут пройти путь в воде 1000 км, потеряв всего 0,1% массы. Это объясняется тем, что давление, передаваемое от зерна к зерну при столкновении, связано со степенью потери момента, в свою очередь определяемой массой частиц. Так, массы галек и песчаных зерен радиусом 50, 5, 0,5 мм соотносятся между собой как 125 000:125:0,125. Поэтому, чем меньше размер частиц, тем меньше их износ при транспортировке.

Из всего сказанного следует, что при одинаковой динамике выветривания и переноса осадок, образованный из зерен различных минералов, чаще всего будет разнозернистый.

Накопление обломочных зерен при формировании отложений неизбежно приводит к образованию упаковки, определяющей многие валовые свойства пород.

Упаковка частиц в отложениях определяет пористость, проницаемость и прочность. Существуют разные типы упаковок для скоплений сферических зерен. Наиболее простыми конечными членами ряда являются кубическая и ромбоэдрическая упаковки, в которых пористость составляет 48 и 26% соответственно. Эти величины можно принять как максимальную и минимальную для примерно равных сферических тел. В большей части естественных отложений, сложенных зернистым материалом и не прошедших стадию цементации, пористость имеет промежуточное значение.

На характер упаковки, а следовательно, и на многие свойства отложившихся частиц влияет ряд факторов. Одним из важнейших является форма зерен. Достаточно представить себе различия, возникающие при неправильной упаковке разноосных сфер, кубов и пластин. Очень высокая пористость может возникнуть при накоплении обломков раковин, когда "дыры" сохраняются, если ранняя цементация препятствовала уплотнению. Во многих свежееотложенных глинах обнаруживается очень высокая (до 90%) исходная пористость, связанная с

сетчатой укладкой чешуек глинистых минералов, обусловленной флокуляцией, но уплотнение, как правило, приводит к исчезновению такой пористости.

Пористость естественных песков с одинаковой упаковкой не зависит от размера зерен, однако она может изменяться в зависимости от сортировки. Эксперименты показали, что между хорошо сортированными и плохо сортированными песками с одинаковым медианным диаметром зерен разница в пористости достигает 25%.

Обломочный материал, поступивший в водные бассейны, образует осадок, насыщенный водой. В результате последующих химических, биологических, термодинамических процессов он превращается в горную породу.

По размерам обломков породы делятся на два класса:

грубообломочные, в которых содержание обломков, величина которых по длинной оси превышает 1 мм, более 25% (по весу или объему);

мелкообломочные, в которых содержание обломков величиной более 1 мм не превышает 25%.

#### *Грубообломочные породы*

Цементированные грубообломочные породы, состоящие из окатанных частиц, называются конгломератами, из неокатанных - брекчиями. Различают олигомиктовые и полимиктовые конгломераты и брекчии. Олигомиктовые конгломераты сложены обычно гальками наиболее устойчивых к выветриванию пород (кварцевые конгломераты). Они образуются в результате очень длительного перетолжения грубообломочного материала, приносимого издалека, либо сравнительно рыхлых пород местного происхождения (конгломераты, состоящие из галек, глин).

Полимиктовые конгломераты сложены галькой разнообразных эффузивных, интрузивных, осадочных и метаморфических пород. Им свойственна пестрота минералогического состава как самих галек, так и цемента, а также плохая сортировка обломков.

Брекчии осадочные образуются вблизи области разрушения материнских пород: обвалы, оползни, осыпи, селевые потоки и др. Поэтому состав их близок к материнским породам, сортировка материала обычно плохая, цемент, как правило, глинистый.

*Геофизическая характеристика.* Грубообломочные породы по диаграммам каротажа выделяются по следующим показателям:

резкая расчлененность кривых МБК и БК (изменения кажущихся сопротивлений от 1 до 100 Ом·м) в результате неравномерного распределения в породе частиц разной плотности и присутствия обломков, размеры которых соизмеримы или превышают размеры электрических зондов. Характерно несоответствие границ пластов и соотношения значений на кривых электростресса и интервального времени, свидетельствующие о том, что дифференциация диаграмм не является следствием напластования;

плавная кривая ПС, объединяющая участки с разными значениями КС,  $I_{\gamma}$ ,  $I_{\gamma\gamma}$ ,  $\Delta T$ ;

неравномерный размыв стенки скважины (наблюдается не всегда).

Для олигомиктовых конгломератов характерно, кроме перечисленных особенностей, слабое расчленение диаграмм гамма-каротажа; значения  $I_{\gamma}$  не превышают 4-6 мкР/ч для коллекторов и 8-10 мкР/ч - для конгломератов (гравелитов) с большим (более 30% объема) содержанием глинистого цемента.

Полимиктовые конгломераты отличаются повышенными значениями  $I_{\gamma}$  (до 16-20 мкР/ч) и неравномерным распределением этого параметра по пласту.

Пример показаний каротажа в интервалах залегания конгломератов иллюстрирует рис. 4. Сопротивление участков разреза, где залегают конгломераты, достигает 250 Ом·м (см. кривую МБК в интервалах 4517-4519 м, 4509-4505 м, 4495-4490 м), аномалия ПС фиксирует разные фильтрационные свойства этих пород, расчлененность кривой ГК не соответствует дифференциации пород по сопротивлению и по скорости распространения упругих волн. Конгломераты и гравелиты в этой части разреза отмечены в поднятом керне. На рис. 4 показан разрез нижневизейских отложений в ДДВ. В толще глин залегают пласт грубообломочных пород, представленный конгломератами, гравелитами, крупнозернистыми песчаниками. В керне подняты кварцевые гравелиты с плохой окатанностью зерен размером 8-10 мм, переходящие в грубозернистые песчаники. Вынос керна в интервалах отбора снизу вверх составляет 28 и 50%.

На диаграммах МБК сопротивление пород меняется от 2 до 150 Ом·м и более, на диаграммах бокового каротажа фиксируются сопротивления от 20 до 350 Ом·м. Участки, имеющие наиболее высокое сопротивление, являются уплотненными (см. кривую  $\Delta T$ ). Коллекторы сосредоточены в средней части пласта, представлены гравелитами и крупнозернистыми песчаниками (4524-4496 м). Из них при испытании получена нефть дебитом 58 м<sup>3</sup>/сут.



Цемент песчаников и алевролитов слагают аутигенные минералы. Цемент бывает глинистым, карбонатным, кремнистым (из вторичного кварца), железистым, полиминеральным. В нем могут содержаться гидроокислы железа, пирит, марказит и другие минералы. Цемент скрепляет обломки между собой и по способу этого скрепления различают типы цементации: базальный, поровый, соприкосновения, коррозионный, аморфный, тонкоагрегатный и другие.

Химический состав песчаных пород в основном зависит от их минералогического состава. Они характеризуются высоким содержанием кремнезема ( $\text{SiO}_2$ ), остальные элементы распределяются в зависимости от типа песчаника: в лититовых разностях, граувакках и аркозах второе место после  $\text{SiO}_2$  занимают окислы алюминия, в лититовых песчаниках - повышенные концентрации  $\text{CaO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , в аркозах и граувакках отмечается увеличение  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Геофизическая характеристика песчано-алевролитовых пород зависит от их пористости, гранулометрического и минералогического состава, а также от характера флюида или газа, содержащегося в пласте. Пористость пород является сложной функцией размера зерен, их сортировки, упаковки и степени цементации. Все перечисленные факторы являются следствием условий переноса, осаждения и литификации осадков.

Изменение пористости в песчаниках фиксируется диаграммой акустического каротажа и, в определенной мере, бокового микрокаротажа, нейтронного гамма-каротажа при любом насыщении.

В водоносных разрезах пористость пород можно определять методами электрометрии (БКЗ, а также ИК и БК - при неглубокой зоне фильтрации промывочной жидкости).

Гранулометрический состав песчаников хорошо выражает кривая бокового микрокаротажа, записанная спустя 5 сут и более после вскрытия пласта и не искаженная присутствием в нем остаточной нефти. При отношении УЭС фильтрата промывочной жидкости к УЭС пластовой воды  $\geq 3$ , уменьшению среднего диаметра зерен песчаника соответствует рост сопротивлений на кривой бокового микрокаротажа [20].

Минералогический состав песчаников отражают, в основном, диаграммы гамма-каротажа и сопротивлений, фиксирующие содержание глинистых минералов и радиоактивных элементов в породе (уран, торий, калий), а также диаграммы электрометрии, показывающие наличие минералов с аномальной проводимостью (глауконит, пирит). Это позволяет по комплексу ГИС определять большую часть минералогических разновидностей песчаных пород. Так, мономиктовые кварце-

вые разнотельные (по вертикали) песчаники, представленные на рис. 5, характеризуются дифференциацией диаграммы МБК при отсутствии повторения этой дифференциации на других (КВ, БК, ГК, НГК,  $\Delta T$ ) кривых каротажа. При этом, росту  $R_{\text{МБК}}$  (уменьшение размера зерен и связанное с этим уменьшение пористости) соответствует рост  $I_{\text{пу}}$  и падение  $\Delta T$ . Чистые от глинистых примесей ( $C_{\text{гл}} < 10\%$ ) кварцевые песчаники характеризуются также низкой гамма-активностью (до 4 мкР/ч), в водоносной части разреза их сопротивления при равной пористости несколько выше (до 20%), чем у олигомиктовых и полимиктовых разновидностей.

На рис. 6 показана геофизическая характеристика кварц-полевошпатовых песчаников. По данным анализов зерна породы представлены крупно-, средне- и мелкозернистыми разностями, обломочная часть которых состоит на 50-70% из полевых шпатов, в основном калиевых, и на 50-30% из кварца. Полевые шпаты сильно каолинитизированы и серицитизированы.

Лабораторными радиометрическими исследованиями установлена радиоактивность 10 мкР/ч, связанная с повышенными концентрациями калия (0,6-1,4%), урана (до  $3 \cdot 10^{-4}\%$ ) и тория (до  $9 \cdot 10^{-4}\%$ ). Уран и торий встречаются эпизодически в пробах и связаны с акцессорными минералами (цинк, циркон, турмалин).

Аномальная естественная радиоактивность фиксируется диаграммой гамма-каротажа, дифференциация которой не соответствует расчлененности кривых МБК, КВ,  $\Delta T$ . Изменение размера зерен показывает кривая МБК. Породы пористые, нефтегазонасыщенные.

Аномальной естественной радиоактивностью, достигающей иногда 36 мкР/ч, характеризуются также песчаники, содержащие в своем составе более 10% обломков эффузивных пород кислого состава (граувакки). Отличительной особенностью этих пород являются высокие (10-30 Ом·м) сопротивления (обломки эффузивов обычно бывают плотные), практическое отсутствие коллекторов. Кроме того, присутствие кислых эффузивов отражается на диаграммах радиоактивного каротажа одинаковой направленностью кривых ГК и НГК. Это является основным отличием, позволяющим выделять ваки из разновидностей песчаников.

На рис. 7 приведена геофизическая характеристика песчаников, содержащих повышенные концентрации окисного железа. По данным зерна песчаники буровато-серые, иногда бурые, крупнозернистые, кварцевые, слабо сцементированные. Они перекрыты кварц-полевошпатовыми светло-серыми песча-

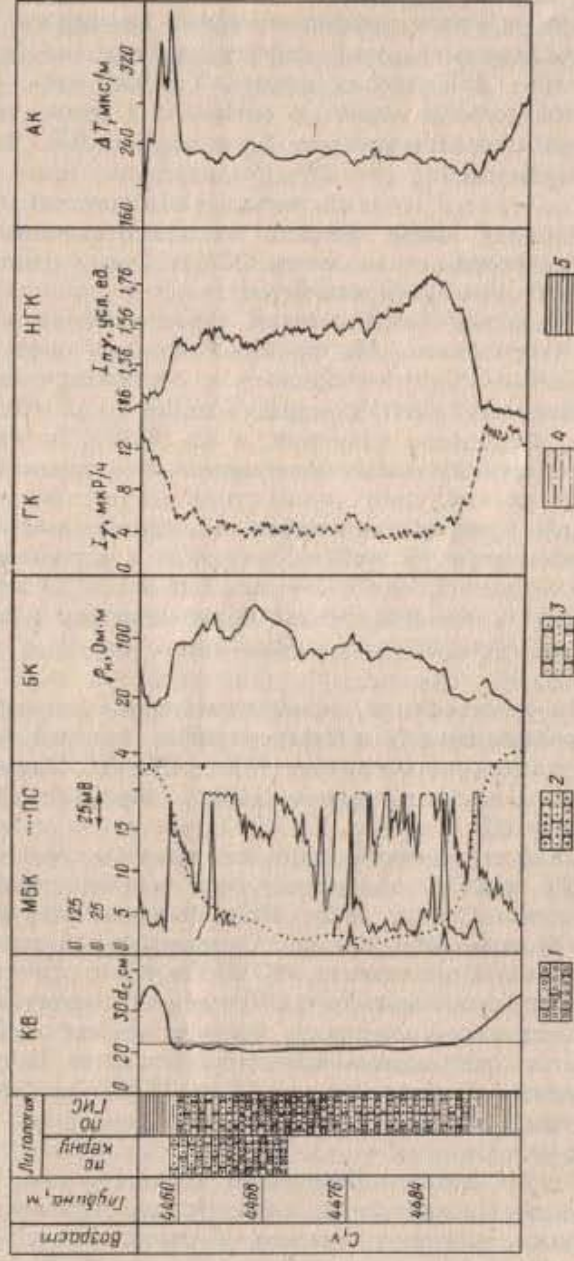


Рис. 5. Геофизическая характеристика кварцевых песчаников:

1 - песчаник крупнозернистый; 2 - песчаник среднезернистый; 3 - песчаник мелкозернистый; 4 - алевролит; 5 - аргиллит

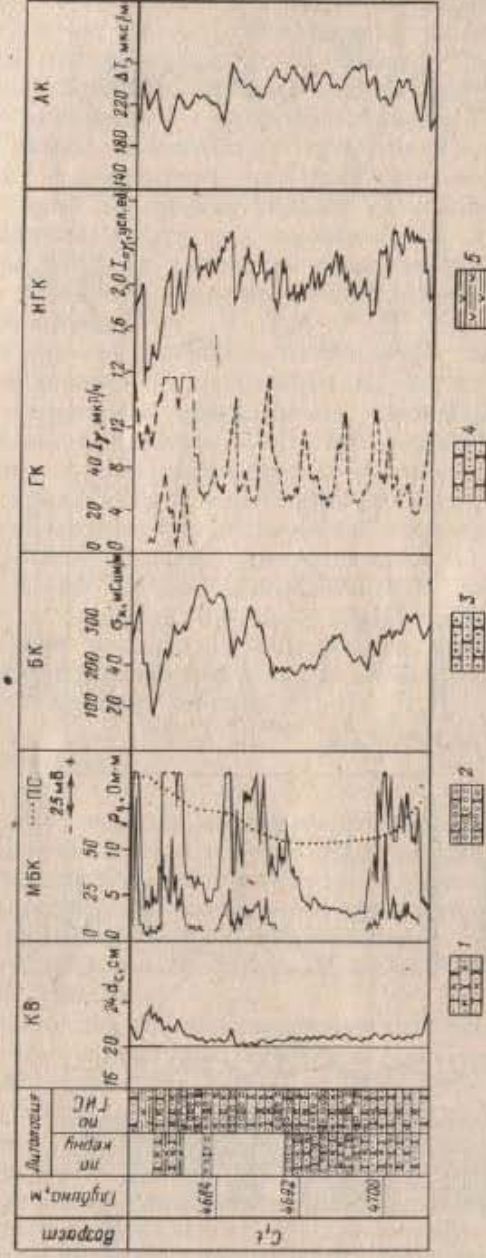


Рис. 6. Геофизическая характеристика кварц-полевошпатовых песчаников:

1 - песчаник калишпатовый; 2 - песчаник полимиктовый крупнозернистый; 3 - песчаник полимиктовый среднезернистый; 4 - песчаник полимиктовый мелкозернистый; 5 - аргиллит углистый

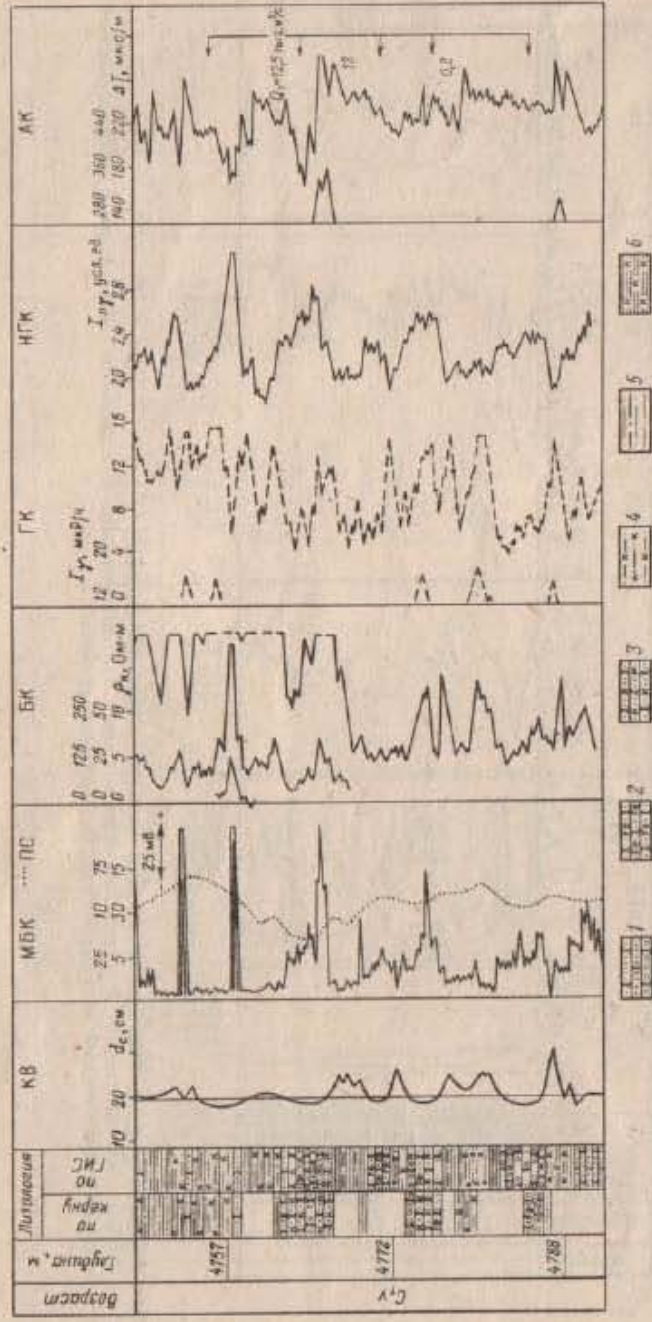


Рис. 7. Геофизическая характеристика окисленных песчаников: 1 - песчанник мелкозернистый; 2 - песчанник крупнозернистый; 3 - песчанник полимиктовый окисленный; 4 - алевролит калишлатовый; 5 - алевролит калишлатовый; 6 - алевролит калишлатовый

никами, не содержащими железа и по общей характеристике ГИС контакт железистых песчаников с нежелезистыми можно принять за водогазовый контакт. Однако при испытании объекта получен безводный приток газоконденсата, ГВК на месторождении расположен существенно ниже. Примесь окисного железа в породе повышает ее проводимость и может служить характерным коррелятивом при прослеживании этих пород по площади. Такой же эффект создает насыщение породы глаукоцитом, пиритом и другими проводящими электрический ток минералами. Эффект снижения сопротивления растет пропорционально пористости породы и процентному содержанию минералов-проводников.

Алевролиты в результате повышенной концентрации глинистой компоненты по геофизической характеристике отличаются от песчаников повышенными значениями естественной гамма-активности (обычно 7-9 мкР/ч), снижением интенсивности вторичного гамма-излучения, а также уменьшением удельного электрического сопротивления. Если алевролиты не содержат тонкодисперсной глинистой фракции, они обычно уплотнены, их удельные сопротивления повышены, иногда достигают 25-50 Ом·м. Радиоактивность таких алевролитов колеблется в пределах 6-7 мкР/ч. Изменения геофизической характеристики в связи с минеральным составом алевролитов не наблюдается, вероятно в связи с тем, что эти породы, в основном, кварцевого состава.

#### Глинистые породы

Глинистые породы занимают промежуточное положение между обломочными и хемогенными отложениями. Они сложены измененными выветриванием обломочными частицами, а также минералами, возникшими при кристаллизации коллоидно-химических продуктов выветривания, состоят из частиц размером  $< 0,01$  мм и содержат обычно свыше 30% частиц размером  $< 0,001$  мм.

В зависимости от гранулометрического состава глины имеют следующие структуры: пелитовую, состоящую не более чем на 90% из частиц размером  $< 0,01$  мм; алевропелитовую, характеризующуюся тонкодисперсной глинистой массой с включением алевролитовых частиц; псаммитовую, когда в составе глины есть частицы песчаных размеров. По минералогическому составу различают глины каолиновые, монтмориллонитовые, гидрослюдистые, хлоритовые и др. [30]. Кристаллическая структура глинистых минералов слоистая. Различают двухэтажные (каолинит), трехэтажные силикатные слои (монтмориллонит, гидрослюды) и сочетание слоев обоих типов.

Каолинит образуется за счет полевых шпатов в условиях выветривания. Структура его состоит из чередования слоев гиббсита и кремнезема, межслоевые катионы отсутствуют. Глины каолинитового состава (каолины) образуются из кор выветривания (первичные), либо в процессе переотложения (вторичные). Первичные состоят из каолина с низкой степенью совершенства структуры (есть межслоевые катионы), а также из минералов примесей, таких как кварц, микроклин, гидратированные слюды и др. В особых условиях (гумидный климат, угленосные формации) образуются так называемые сухарные глины, состоящие из каолина с высокой степенью структурного совершенства. Им свойственно низкое содержание щелочей, малое количество адсорбционной воды и низкая емкость поглощения.

Монтмориллонитовые глины образуются при переотложении материалов кор выветривания. Они сложены минералами группы монтмориллонита, а также содержат примеси гидрослюды, кварца, полевых шпатов и др. В структуре кристаллической решетки монтмориллонита ион  $Mg^{2+}$  замещает ионы  $Al^{3+}$ . Бывают также замещения иона  $Si^{4+}$  ионом  $Al^{3+}$ , иона  $Al^{3+}$  ионом железа  $Fe^{2+}$ . Свободные заряды, образовавшиеся при таком замещении, компенсируются межслоевыми катионами  $Ca^{2+}$ ,  $Na^{+}$ , и между слоями адсорбируется вода (один-три слоя). Несбалансированность зарядов и каркасообразующие слои способствуют высокому катионному обмену. В связи с этим монтмориллонитовые разности глин обладают высокой дисперсностью, пластичностью, адсорбционностью, способностью к набуханию.

Гидрослюдистые глины сложены гидрослюдой мусковитового типа и содержат окись калия (несколько процентов). В качестве примесей встречаются каолинит, монтмориллонит, смешаннослойные образования, хлорит, кварц и др.

Структура кристаллической решетки мусковита состоит из тетраэдрических слоев кремнезема, октаэдрических слоев гиббсита и межслоевых катионов калия. Алюминий может отчасти замещаться ионами  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ , Mn и другими, и очень редко калий может замещаться барием или натрием.

Гидрослюдистые глины наиболее распространены и отличаются разнообразием генетических типов. По своим адсорбционным свойствам они занимают промежуточное место между каолинитовыми и монтмориллонитовыми глинами.

Хлоритовые глины встречаются чаще всего в отложениях эвапоритовых формаций. Минерал хлорит имеет сложную структуру, состоящую из слоев талька  $[Mg_2(OH)_2Si_4O_{10}]$ , расположенных между слоями кремнезема и брусита  $[Mg(OH)_2]$ .

Замещение ионов  $Si^{4+}$  и  $Fe^{2+}$  ионами  $Al^{3+}$  незначительное. Глины хлоритового состава встречаются редко, характеризуются низкими адсорбционной способностью и степенью катионного обмена.

К смешаннослойным глинистым минералам относят те, в кристаллической структуре которых чередуются различные слои, например, иллит-монтмориллонитовые, монтмориллонит-каолинитовые и другие. Соответственно свойства этих пород зависят от чередующихся слоев и их соотношений в кристаллической решетке.

Геофизическая характеристика глинистых пород связана с их плотностью, структурой и вещественным составом. Эти свойства формируют удельное электрическое сопротивление глин, их разрушаемость в процессе бурения, естественную и вторичную радиоактивность и скорость распространения упругих волн.

Плотность глин увеличивается с глубиной их погружения по экспоненциальному закону. На глубинах около 3 км (условно) глины теряют пластичность и превращаются в аргиллиты. Удельное электрическое сопротивление глинистых пород соответственно растет по мере их погружения. Однако УЭС глин в большой степени определяется минерализацией насыщающей их пластовой воды, которая в большинстве нефтегазоносных бассейнов также увеличивается с глубиной. В результате глинистые породы одинакового состава могут иметь разную проводимость, в зависимости от глубины их залегания и сопротивления насыщающих их вод. Следовательно, изменение электрического сопротивления глинистых пород необходимо рассматривать с учетом перечисленных выше факторов.

Естественная радиоактивность глинистых пород формируется в результате присутствия радиоактивных минералов, связанных с материалом кор выветривания или измельчения коренных пород и с концентрацией органического вещества, способного адсорбировать элементы уранового ряда.

В зонах формирования океанических рифтов с раздвижением слоев земной коры и поднятием к поверхности мантии формируются магматические породы, представленные базальтами - породами с весьма слабой радиоактивностью. Глины, образовавшиеся при разрушении этих пород, также отличаются низкой радиоактивностью.

Морские бассейны, развивающиеся на мощной континентальной коре в пределах платформы и складчатых областей, питаются осадками разрушающихся интрузивных и эффузивных пород, в основном кислого состава. Эти породы обладают высокой радиоактивностью, которая сохраняется в глинах -

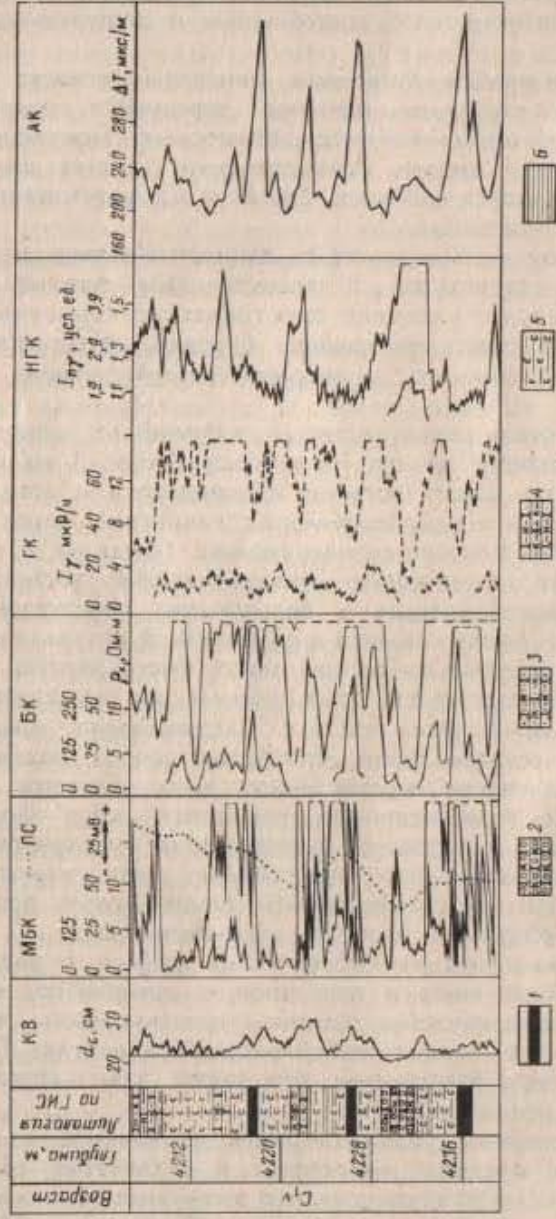


Рис. 8. Геофизическая характеристика сухарных глин:

1 - уголь; 2 - песчаник калишатовый крупнозернистый; 3 - песчаник калишатовый мелкозернистый; 4 - песчаник калишатовый алевроитный; 5 - сухарная глина; 6 - аргиллит

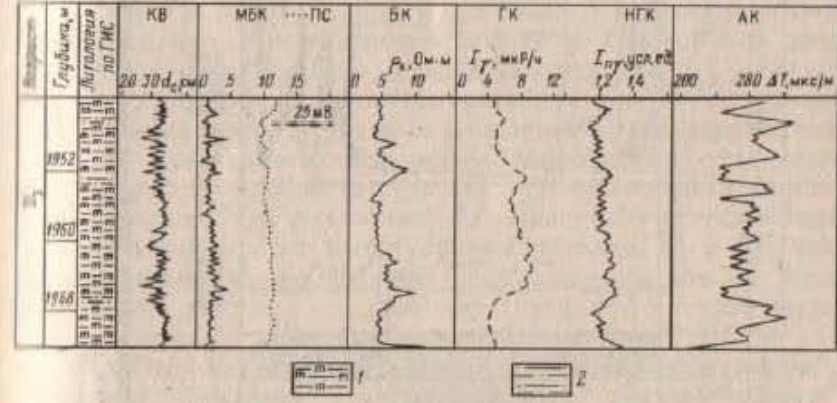


Рис. 9. Геофизическая характеристика монтмориллонитовых аргиллитов: 1 - аргиллит монтмориллонитовый; 2 - алевролит

продуктах их разрушения. Глины, образовавшиеся в результате перетолжения осадочных пород, имеют низкую радиоактивность.

Следовательно, фон естественной радиоактивности осадочных горных пород определяется перечисленными выше факторами. Приведенные в дальнейшем значения  $I_{\gamma}$  характерны для условий образования пород на континентальной коре.

При прочих равных условиях глины пелитовой структуры отличаются от алевропелитовых и псаммитовых почти вдвое большей электрической проводимостью, большей разрушаемостью при бурении и более низкой (иногда менее 6 мкР/ч) радиоактивностью. Последнее связано с морскими, удаленными от берега, условиями осадконакопления подобных глин, ограничивающими попадание радиоактивных компонентов в осадок. Чем больше алевроитового и псаммитового материала в составе глин, тем выше их сопротивление, скорость распространения упругих волн и меньше степень разрушаемости пород при бурении.

Минералогический состав глин еще в большей степени влияет на их удельное электрическое сопротивление, естественную и вторичную гамма-активность, разрушаемость в процессе бурения. Так, глины каолинового состава в результате низкой адсорбционной способности и низкой емкости поглощения отличаются повышенными удельными электрическими сопротивлениями, достигающими 20 Ом·м. Разрушаемость пород средняя, интервальное время  $\approx 240-260$  мкс/м. Если в составе материнских пород преобладали калиевые полевые шпаты и область осаждения глин не была удалена от области

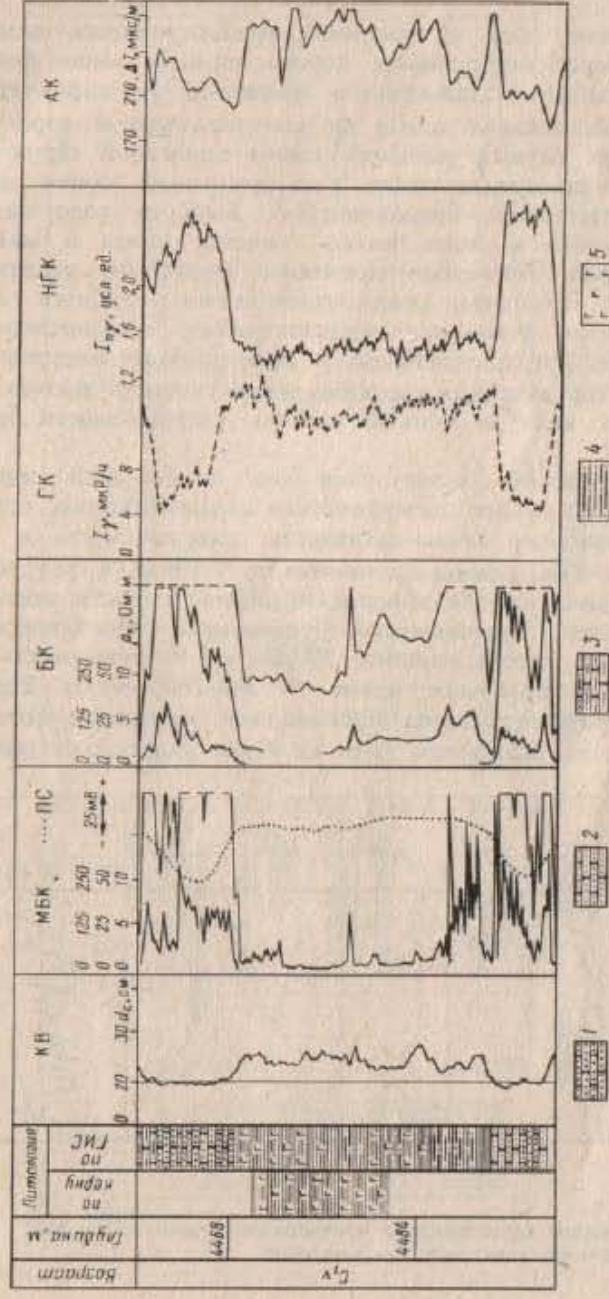


Рис. 10. Геофизическая характеристика гидросолuble аргиллитов: 1 - песчанник среднесернистый; 2 - песчанник мелкозернистый; 3 - песчанник алевролитый; 4 - алевролит; 5 - аргиллит гидросолудистый

сноса, каолиновые глины будут характеризоваться аномальной радиоактивностью, иногда достигающей 40 мкР/ч.

Разновидность каолиновых глин - сухарные глины, содержащие в своем составе малые количества воды и имеющие слабую адсорбционную активность. Поэтому им свойственны высокие (до 50 Ом·м) удельные электрические сопротивления, аномальная радиоактивность до 20 мкР/ч и низкие значения  $\Delta T = 200 \pm 220$  мкс/м, которые характеризуют повышенную плотность этих пород (рис. 8). Поскольку сухарные глины образуются в гумидном климате, им часто сопутствуют прослойки углей. Последние отличаются высокими сопротивлениями, снижением  $I_{\gamma}$  и  $I_{\pi\gamma}$ , резким возрастанием интервального времени до 400 мкс/м.

Глины монтмориллонитового состава, обладающие высоким катионным обменом и легко адсорбирующие воду, характеризуются низким электрическим сопротивлением (при прочих равных условиях), большой степенью разрушаемости в процессе бурения в результате набухания и образования при этом больших каверн в стволе скважины. В кристаллической решетке монтмориллонита отсутствует калий и другие радиоактивные изотопы, поэтому естественная радиоактивность глины сравнительно пониженная (6-8 мкР/ч), нейтронный гамма-каротаж и акустический каротаж характеризуют их невысокую плотность (рис. 9).

Гидросолудистым глинам свойственны сопротивления 10-15 Ом·м, средняя (до 5 см размыва ствола скважины) разрушаемость в процессе бурения, естественная радиоактивность в пределах 10-12 мкР/ч и значения интервального времени 260-290 мкс/м (рис. 10).

Глины, в составе которых преобладает хлорит, отличаются повышенными сопротивлениями (10-20 Ом·м), низкой разрушаемостью и естественной радиоактивностью (до 5-6 мкР/ч). В чистом виде они встречаются редко. В лагунных условиях глины смешиваются с гипсом и ангидритом и их геофизические свойства изменяются соответственно содержанию этих примесей: ангидрит способствует росту удельного электрического сопротивления,  $I_{\pi\gamma}$  и снижению  $\Delta T$ . Присутствие гипса в породе можно распознать по несоответствию величин  $I_{\pi\gamma}$  и  $\Delta T$ , свидетельствующих о повышенном водородосодержании и низкой плотности породы, их высокому удельному электрическому сопротивлению.

Необходимо отметить, что в условиях нефтегазоносных осадочных бассейнов глинистые породы обычно состоят из смеси перечисленных выше минеральных компонентов, поэтому их характеристики на диаграммах ГИС определяются минералами, преобладающими в породе.

## 1.2. КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

В группу карбонатных пород входят известняки и доломиты. Между названными породами есть всевозможные переходы одних разностей в другие.

Известняками называют породы, содержащие свыше 50% карбонатных минералов, в основном кальцита, реже арагонита ( $\text{CaCO}_3$ ). Примесями могут быть магниезальные карбонаты, доломиты, кремнезем, глауконит, гипс, сидерит, окислы железа, глинистые минералы, органическое вещество. При содержании в известняке глинистых частиц более 50% породы называют мергелями.

Доломитами называют породы, которые сложены в основном (более 50%) минералом доломитом [ $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ].

В качестве примесей может присутствовать гипс, ангидрит, сульфиды железа, окислы железа, органическое вещество и др. Кроме того, в породах могут содержаться примеси обломочных терригенных (кремний, глина) частиц.

Существует множество классификаций карбонатных пород по составу, генезису, структурным особенностям и др. Наиболее простой является классификация Моллазала по треугольной диаграмме [16], где проведены основные линии, соответствующие определенному компонентному составу породы. Таким образом, вся площадь треугольника разбита на 21 область. Каждому номеру выделенной области соответствуют определенные процентные соотношения породообразующих компонентов, что позволяет состав породы представить одной цифрой. Например, №1 - кальцитовый известняк, №5 - порода, состоящая на 75% из кальцита, на 18% из доломита, на 7% из глины и т.д.

*Известняки* образуются отчасти путем прямого неорганического (хемогенные) или органического (органогенные) осаждения карбоната кальция в морях и лагунах, частично путем замещения других веществ (например, твердых частей организмов) карбонатом кальция, но главным образом путем литификации осадков углекислого кальция. Сходство величин зарядов и радиусов ионов  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ , а также характер структуры кристаллической решетки кальцита, способствующие широкому замещению в кальците ионов  $\text{Ca}^{2+}$  ионами  $\text{Mg}^{2+}$ . Кальциты с содержанием  $\text{MgCO}_3 > 5\%$  называют магниезальными. Замещение ионов кальция ионами железа  $\text{Fe}^{2+}$  приводит к образованию железистых кальцитов.

Различают известняки хемогенные, биохемогенные (биохимическое выпадение карбонатного вещества под воздействием водорослей), оолитовые, сферолитовые, обломочные - образованные карбонатными частицами, претерпевшими перед отло-

жением перенос и сортировку. Отдельную группу составляют органогенные известняки.

Структурное строение известняков весьма разнообразно. Различают четыре типа структурных компонентов: зерна, известковый ил (микрит), цемент и поры. Зерна представляют собой дискретные частицы, способные формировать каркас породы, подобно как в песчаниках и алевролитах. Размер зерен обычно  $\geq 0,03$  мм (условно). Микритом называют частицы диаметром  $< 0,03$  мм, которые слагали ранее известковый или хемогенный или механически отложенный). Цементом являются кристаллы кальцита, доломита, заполняющие пространство между зернами.

Различают следующие разновидности зерен: детритовые, органогенные, комки, оолитовые или зерна с оторочкой. Детритовые зерна - обломочные, состоящие из обломков более древних пород, привнесенных в бассейн осадконакопления, или обломков слабо консолидированных осадков, которые затвердевают уже после отложения.

Органогенные зерна могут быть обломочными или необломочными. Они могут состоять из фораминифер, водорослей, брахиопод и других остатков организмов.

Комковатые известняки представляют собой породы, состоящие из сложных зерен неправильной поверхности, возникших в результате агрегации (присоединения друг к другу) отдельных кусков пород. Например разрушенные водорослевые колонны, обломки которых под действием вод приобрели форму комков. Оолитовые известняки - скопление карбонатных оолитов, сцементированных кальцитом, образуются путем химического осаждения карбоната кальция в зоне мелкого моря.

Обломочные известняки - это широко распространенные механические образования, сложенные более чем на 50% карбонатными частицами, претерпевшими перенос и сортировку. По размеру частиц их называют известковыми алевролитами, песчаниками, гравелитами, брекчиями, конгломератами. Среди обломочных известняков различают механокластические, сложенные обломками карбонатных пород, оолитами или их обломками и биокластические, состоящие из обломков скелетов организмов карбонатного состава.

*Органогенные известняки* разделяются на биоморфные (цельно-ракушечные), органогенно-детритовые (органогенно-обломочные) и смешанные (биоморфно-детритовые). Биоморфные могут быть рифовыми и ракушечковыми. К рифовым обычно относят известняки, возникшие непосредственно в результате жизнедеятельности рифостроящих организмов.

Рифы - это необломочные органогенные биоморфные отло-

жения известняков, накопленные организмами, обладающими экологической способностью к возведению волноустойчивых построек, которые представляют собой более или менее жесткие сооружения и характеризуются определенной морфологией. Главная масса известняков, обладающих органогенными структурами, образовалась секреторным путем. К организмам, способным воздвигать известковые постройки, относятся кораллы, водоросли, мшанки и др. Остатки организмов могут плотно упаковываться, либо образовывать довольно открытые структуры, в которых отсутствует основная масса, но есть цемент контактного типа. Открытые пространства могут быть заполнены микритом, обломочным органогенным материалом, другими обломками.

Биоморфные (или биогермные) известняки делят на две группы: рифовые и банковые. Ракушняковые органогенные известковые отложения (банки), образуются организмами, не способными к созданию жестких волноустойчивых построек (например, устричные банки). Они незначительно возвышаются над уровнем дна.

Есть и другая классификация органогенных известняков, согласно которой последние разделяются на биогермы - рифоподобные куполовидные или линзовидные постройки органического происхождения, включенные в породы разного литологического состава, и биостромы - слоистые образования. Фитогенные известняки образованы главным образом водорослями.

*Доломиты.* По отношению весовых количеств кальция к магнию выделяют следующие разновидности доломитов: магнезиальные доломиты -  $Ca/Mg = 1,0-2,5$ ; доломиты -  $Ca/Mg = 1,5-1,7$ ; слабо известковистые доломиты -  $Ca/Mg = 2,0-3,5$ .

По своему образованию доломиты делятся на три группы.

1. Первичные (седиментационные) доломиты образуются при непосредственном, химическом осаждении из вод. Для них характерна пелитоморфная, микро- и крупнозернистая структура, компактность упаковки зерен. Особенностью морфологии их тел является пластовое залегание и выдержанность на больших расстояниях. Химический состав устойчивый, близкий к нормальному доломиту. Отсутствует кавернозность и метасоматическое замещение кальцита доломитом. Характерна микрослоистость за счет появления прослоек глинистого материала. При возрастании его доломиты переходят в мергели. Остатков организмов нет, встречаются только водоросли.

2. Эпигенетические, возникшие в результате изменения литифицированных известняков под воздействием просачива-

ющихся по трещинам метеорных вод, либо гидротермальных растворов.

3. Диагенетические, возникшие в результате химического преобразования известняков, происходящего в процессе диагенеза (замещение части ионов  $Ca^{+}$  ионами  $Mg^{2+}$ ).

Эти две группы называют еще метасоматическими. Они отличаются неправильной формой тел (например, гнезда, линзы), которые секут первичную слоистость и в пределах которых содержание доломита может резко меняться. Породы пористые и кавернозные.

Несмотря на большое внимание исследователей к процессам доломитизации, процессы эти, происходящие в разных условиях, остаются еще не раскрытыми. На доломитизацию действуют многие факторы, главными из которых являются: температура, кислотность (рН), щелочной резерв, весовое отношение  $Mg/Ca$  в растворе, парциальное давление и др. Весьма сильное воздействие на карбонатные породы оказывают подземные воды, богатые углекислотой, которые при высоких температурах приобретают свойства кислоты, разлагающей силикаты и алюмосиликаты, способной извлекать магний из них, и, в частности, из первичных доломитовых пород. Действия подземных вод способствуют доломитизации известняков, образованию пористой и кавернозной породы. Весьма крупные массивы древних рифов часто почти нацело доломитизированы.

В зоне выветривания при взаимодействии вод и пород иногда происходят процессы доломитизации - растворения и дезинтеграции доломитов, реже - их окремнение и ожелезнение.

Таким образом, как пластовые, так и метасоматические доломиты представляют собой весьма разнородные образования. Большинство американских исследователей считают, что основная масса доломитов является продуктом замещения и образуется путем растворения - осаждения. Многие аспекты проблем доломитообразования, их минералогии и геохимии до сих пор недостаточно ясны.

*Мергели* - порода смешанного глинисто-карбонатного состава: 50-75% карбоната и 25-50% нерастворимого остатка ( $SiO_2 + R_2O_3$ ). Это пелитоморфные мягкие или твердые породы. Карбонатная часть представлена микрозернистым или пелитоморфным кальцитом и (или) доломитом. Некрбонатная часть сложена глинистыми материалами - каолинитом, гидрослюдой, монтмориллонитом. Кремнезем содержится в виде мелких опаловых образований (размером не более 0,01 мм). В качестве

примесей встречаются обломочные зерна алевритовой размерности кварца, полевого шпата, слюды, глауконита, барита, пирита и др. Структуры мергелей бывают следующие: пелитоморфная, алевропелитоморфная, псаммоалевропелитоморфная и смешанные.

**Геофизическая характеристика** карбонатных пород определяется их первичной структурой (матрицей), структурой порового пространства вторичного происхождения (трещины, каверны) и степенью глинистости. Все перечисленные факторы тесно взаимосвязаны, они влияют на электрические, акустические, нейтронные и радиоактивные свойства пород. Отметим, что акустические свойства карбонатных пород меньше, чем в песчаниках, зависят от их пористости. Кривые АК отражают степень жесткости агрегата породы. Минеральный состав карбонатных пород не влияет на их геофизические свойства за исключением случаев существенного обогащения железистыми минералами (сидерит). Сидеритизация приводит к снижению электрического сопротивления пород и увеличению их удельного веса. Доломиты отличаются от известняков только присутствием магния в кристаллической решетке, что в какой-то мере меняет структуру породы. Однако влияние структуры кристаллической решетки на изменение физических свойств пород по крайней мере на порядок меньше, чем влияние структуры пор. Следовательно, отличать эти два типа карбонатов по каротажу можно лишь изучив их предварительно в конкретном разрезе по керну и определив их различие на кривых каротажа.

Структура матрицы карбонатных пород хомогенного происхождения формируется в зависимости от гидродинамической активности водной среды. При режиме спокойной и временно беспокойной воды образуются пелитоморфные (микритовые) известняки средней глинистости. На диаграммах каротажа они отличаются высокими удельными электрическими сопротивлениями до  $250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$  и более, естественной радиоактивностью  $3-4 \text{ мкР/ч}$ , иногда до  $6 \text{ мкР/ч}$ , значениями  $\Delta T = 160-180 \text{ мкс/м}$ . Пласты известняков часто переслаиваются с тонкодисперсными глинами.

При слабом и умеренно подвижном гидродинамическом режиме наблюдается укрупнение зерен в структуре карбонатов, в связи с чем снижается их удельное электрическое сопротивление до  $100-150 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ . Возрастает глинистость, что сказывается на увеличении естественной и снижении вторичной гамма-активности.

В зоне разрушения волн формируются карбонатные породы с гравийно-песчаной размерностью зерен и небольшим содержанием микрита. Если пространство между зернами заполнено

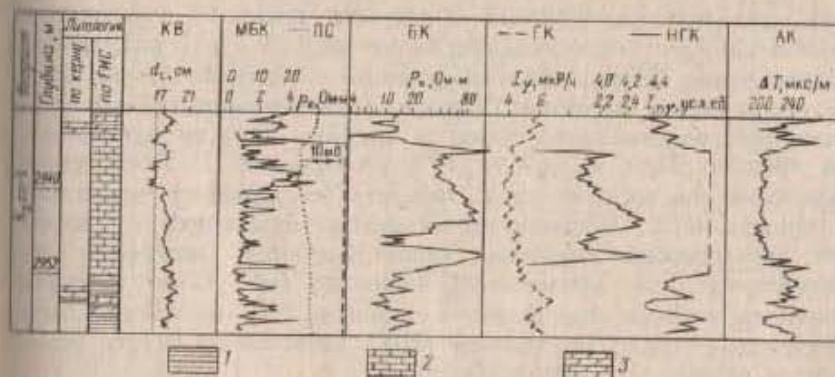


Рис. 11. Геофизическая характеристика известняков:

1 - аргиллит; 2 - известняк с межзерновой пористостью; 3 - мергель

глиной, то породы имеют сравнительно низкие удельные электрические сопротивления ( $60-80 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ) и повышенную естественную радиоактивность ( $6-8 \text{ мкР/ч}$ ). При заполнении пор песчано-алевритовым материалом известняк становится коллектором с поровой емкостью и характеристикой на кривых каротажа, близкой к песчаным породам. Таким образом, методами каротажа с некоторой долей вероятности можно восстанавливать гидродинамический режим моря в период осаднения карбонатных пород. Этот вопрос требует дальнейшей разработки.

Пример геофизической характеристики известняков с зерновой поровой структурой приведен на рис. 11. Продуктивный пласт (интервал  $2945-2927 \text{ м}$ ) имеет удельное электрическое сопротивление  $50-120 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ , форма кривой зондирования выношенная, сопротивление зоны фильтрации  $10-20 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ , диаметр зоны фильтрации  $2d$ . Естественная радиоактивность  $I_{\gamma} = 4 \text{ мкР/ч}$ , значения  $I_{\gamma u}$  завышены за счет газа в зоне проникновения. Все методы, включая кривую акустического каротажа, фиксируют характеристики, подобные песчаным породам.

По характеру вторичного порового пространства различаются трещинные и кавернозные карбонаты. В природе чаще встречаются смешанные типы пор. Соотношение типов пор и характер их насыщения определяют удельное электрическое сопротивление породы и его изменение в радиальном направлении, а также показания нейтронного гамма-каротажа.

Расчетные кривые изменения удельного электрического сопротивления и  $I_{\gamma u}$  от соотношения пор разного типа показы-

вают, что при межзерновой пористости ниже 5% трещинная емкость снижает сопротивление блока ( $\rho_{бл}$ ) от 2 до 8 раз, однако сопротивление водонасыщенной породы с трещинной емкостью все еще остается высоким. По мере роста межзерновой емкости снижается сопротивление пород и влияние на него проводимости трещин. При  $k_{п.бл} \gg 10\%$   $\rho_{п.бл}/\rho_{п.т} \rightarrow 1$ . Увеличение пористости на десятки доли процента не изменяет показаний на кривых НГК. Поэтому трещиноватые известняки с небольшой межзерновой емкостью характеризуются снижением сопротивления при неизменной величине  $I_{пг}$ . Если трещины заполнены нефтью или газом, по данным ГИС они могут быть обнаружены только по кривым МК, записанным спустя более 5 сут с момента вскрытия пласта.

Известняки, содержащие изолированные каверны, с плохой гидродинамической и электрической сообщаемостью характеризуется высокими значениями  $\rho_n$  и пониженными  $I_{пг}$ .

Водонасыщенные породы, содержащие каверны, соединенные трещинами, отличаются закономерным снижением сопротивления по мере роста объема трещинной каверновой и межзерновой емкости. Соответственно закономерно снижается  $I_{пг}$ .

На рис. 12 показана геофизическая характеристика известняков с каверново-трещинной пористостью, типичным представителем которых являются закарстованные карбонаты, образовавшиеся в результате длительного действия на них пластовых вод. По комплексу ГИС они отличаются низкими (5 Ом·м) удельными электрическими сопротивлениями, резким снижением  $I_{пг}$  при низкой стабильной естественной радиоактивности ( $I_{\gamma} = 3$  мкР/ч) и большой степени разрушаемости горных пород при бурении скважин.

Несколько иные геофизические показатели наблюдаются в известняках, содержащих микрокаверны, образовавшиеся в результате процессов доломитизации. Этим породам также, как и известнякам с зернистой структурой, свойственны изменения формы кривой зондирования в зависимости от насыщения флюидом или газом, плохая корреляция значений пористости, определенных по керну и акустическому каротажу, что позволяет диагностировать карбонатные разности в разрезе. Остальные показатели зависят от степени сообщаемости каверн.

Мергели отличаются на диаграммах каротажа переходными характеристиками от микритовых известняков к глинам. В зависимости от степени карбонатизации изменяется удельное электрическое сопротивление, естественная радиоактивность,

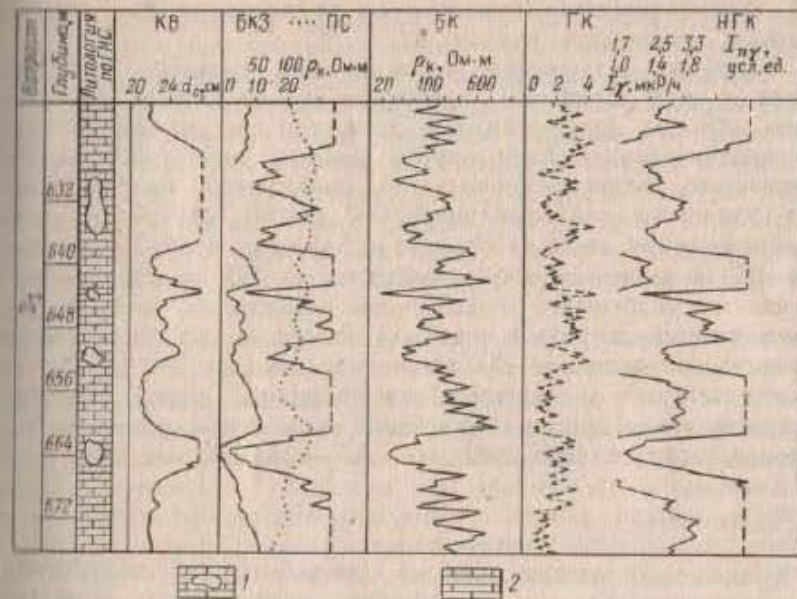


Рис. 12. Геофизическая характеристика карста: 1 - карст; 2 - известняк хомогенный

значения  $I_{пг}$ ,  $\Delta T$  мергелей и степень размываемости стенки скважины в интервалах их залегания.

Среди рифогенных известняков по данным ГИС четко различаются два типа пород: рифовые постройки и породы, сложенные продуктами их перетолжения. По комплексу геофизических исследований скважин рифовые тела имеют следующие отличительные характеристики: низкую (1-2 мкР/ч) естественную радиоактивность и нерасчлененную кривую ГК, слабо расчлененные кривые НГК и электрического сопротивления,  $\rho_n$  в пределах 100-300 Ом·м. Проницаемые зоны, имеющие повышенные емкостные свойства, отличаются снижением вторичной гамма-активности и сопротивления, глубокой зоной проникновения фильтраата промывочной жидкости в пласт и повышенными (более 180 мкс/м) значениями интервального времени. В целом проницаемые зоны в рифовом теле это, как правило, каверновые коллекторы с неравномерно распределенными пустотами по объему породы, с неравномерной их сообщаемостью между собой. Подобно описанным выше каверново-поровым известнякам им свойственны различная степень дифференциации кривых КС, НГК, АК. Отличитель-

ной чертой рифовых известняков является низкая (почти нулевая) глинистость (см. гл. 4).

Продукты разрушения рифового тела, развитые в предрифовой и чаще зарифовой (прибрежной) зоне шельфа, представлены обычно органометным детритом, в разной степени консолидированным. Если породы рыхлые, либо слабо сцементированные, водонасыщенные, им свойственны низкие значения удельных сопротивлений (2-5 Ом·м), отсутствие зоны проникновения, либо небольшие их диаметры (до 2 d<sub>c</sub>), значения  $\Delta T$  (в зависимости от пористости) от 220 до 260 мкс/м. В случае их уплотнения (повышенной цементации, плотной упаковки тонкого детрита с примесью глины и др.) растет сопротивление, но величина  $\Delta T$  остается в пределах 240 мкс/м, что свидетельствует о "мягкости" вскрываемых пород. Скорость распространения упругих колебаний в плотном рифовом теле высокая, порядка 6000-6800 м/с ( $\Delta T = 165 \pm 150$  мкс/м).

### 1.3. ЭВАПОРИТЫ

В процессе выпаривания из природных вод осаждаются соли, называемые эвапоритами. Они представляют самостоятельную группу природных осадочных образований гидрохимического происхождения. Образование эвапоритов происходит в мелководном бассейне, отделенном от моря сушей, в котором испарение происходит в полуизолированных от моря условиях.

Обычная морская вода недонасыщена по отношению ко всем эвапоритовым солям. При возрастании ее концентрации за счет испарения происходит осаждение солей в такой последовательности: кальцит, гипс, галит, эпсомит, каинит, сильвин, карналлит, бишофит, борат магния. Непосредственного выпадения ангидрита из морской воды никогда не наблюдалось. Гипс осаждается в очень соленых рассолах. При захоронении глубже 1 км он становится нестабильным и переходит в ангидрит.

По химическому и минералогическому составу эвапориты делятся на две группы: бессульфатные (хлоридные) и сульфатные. Породы бессульфатного типа состоят из минералов: галита (NaCl), сильвина (KCl), карналлита (KMgCl<sub>3</sub>·6H<sub>2</sub>O), бишофита (MgCl<sub>2</sub>·6H<sub>2</sub>O). В минеральном составе пород сульфатного типа основную роль играют сульфатные минералы кальция, калия и магния, такие как гипс-ангидрит (CaSO<sub>4</sub>), полигалит и др.

По структурным особенностям соляные породы делят на микрозернистые (величина зерен < 1 мм), мелкозернистые (размер зерен от 1 до 3 мм), среднезернистые (размер зерен от 3 до 5 мм), крупнозернистые (величина зерен от 5 до 10 мм) и

гигантозернистые (размер зерен > 10 мм). Структурно-текстурные особенности соляных пород обусловлены этапами формирования соляных отложений и отражают стадийность их преобразования. Наиболее распространенной из первичных текстур в соляных породах является массивная и слоистая. Слоистость отражает годичные и сезонные изменения в процессе отложения осадков. Вторичные структуры и текстуры, возникающие в последующие стадии диагенеза и эпигенеза, иногда полностью преобразуют породу (полная перекристаллизация, частичное наложение вторичных структур на первичные и т.д.).

Для соляных пород характерны примеси глинисто-алевриновой, реже - песчаной фракции, борные минералы (чаще всего среди сульфатных пород), обломки эффузивов.

*Геофизическая характеристика* бессульфатных (соляных) пород зависит от их минералогического состава и от примесей, которые формируют показания на кривых гамма-каротажа и электрометрии приквизионной зоны. Соляные породы являются диэлектриками. Низкие сопротивления, фиксируемые малыми зондами БКЗ, возникают вследствие проводимости промывочной жидкости, размывающей соль в процессе бурения. В результате в интервалах залегания пластов соли обычно наблюдается большая кавернозность стенки скважин. Естественная радиоактивность галита и бишофита низкая ( $I_{\gamma} = 1-2$  мкР/ч), а сильвина и карналлита высокая (до 10-12 мкР/ч) за счет присутствия в кристаллической решетке изотопа <sup>40</sup>K. Вторичная радиоактивность соляных пород вызвана ионами Cl, имеющими большой радиус захвата гамма-квантов.

Солесодержащие образования (песчаники, известняки) сравнительно легко выделяются в разрезе по диаграммам каротажа. Им свойственны удельные электрические сопротивления 25-100 Ом·м, иногда достигающие 300 Ом·м, значения вторичной гамма-активности от 2,2 до 5 усл.ед., небольшая естественная радиоактивность пород до 2 мкР/ч и для песчаных разностей размывы стенок скважины до 40-50 см, увеличивающиеся во времени. Последние объясняются вымыванием соли, являющейся цементирующим веществом в песчанике, что приводит к разрушению породы в приквизионной зоне.

Из сульфатных пород в нефтегазоносных бассейнах чаще всего встречаются ангидрит, реже - гипс. Эти породы также диэлектрики, они очень плотные и не содержат радиоактивных компонентов, поэтому УЭС превышает 500 Ом·м, а  $I_{\gamma} \leq 2$  мкР/ч.

Гипс, а также загипсованные известняки, отличаются по комплексу ГИС несоответствием показаний электрического и

нейтронного гамма-каротажа: при  $\rho_n = 1000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$   $I_{ny} = 1,2 \div 1,5$  усл. ед., в результате чего интервалы с подобной характеристикой иногда ошибочно относят к продуктивным. Высокие показания  $I_{ny}$  здесь обусловлены наличием химически связанной воды.

#### 1.4. Вулканоогенно-осадочные породы

К вулканоогенно-осадочным породам относятся породы, частично состоящие из продуктов вулканизма. Они делятся на три группы: обломочные, хемогенные, смешанного состава. Обломочные породы в свою очередь делятся на тефрогенные, вулканотерригенные, гиадокластические, туфогенные.

Тефрогенные породы состоят в основном из перемытой тефры (тефра - пепел) и являются продуктами эксплозий, которые подвергались быстрому окатыванию и сортировке (например, пемзовая галька на берегах р. Камчатки). Тефра может быть основного, среднего или кислого состава. Обычно тефрогенные породы состоят из обломочного материала, компоненты которого соответствуют одному расплаву, но встречаются также смеси.

Вулканотерригенные породы возникают при размыве вулканических построек - лав, тефры разного состава. Исходный материал может быть как однородным, так и полимиктовым. Разнообразны также структура и текстура этих пород.

Гиадокластогенные породы состоят из осколков базальтового стекла, обломков базальта. Они возникают в результате быстрого охлаждения и растрескивания базальтовой лавы, либо при гидромагматических эксплозиях, продукты которых перетолжены и перемыты. Окатанность и сортировка материалов различные: гелиокластогенные песчаники и алевролиты образуют стратифицированные пласты, в которых появляется сортированность и слоистость. Основным породообразующим материалом является базальтовое стекло, базальтовые литокласты (основные плагиоклазы, пироксены, оливин).

Осадочный вулканоогенный материал в седиментационной обстановке может примешиваться к терригенному, и образовывать породы смешанного состава, например, глинистый вулканомиктовый песчаник, терригенно-тефроидный конгломерат и т.п. Смешанные пирокластоосадочные породы называют туффитами.

Туффиты (или туфогенные породы) включают большой спектр пород, отличающихся гранулометрией и составом терригенного и пирокластического (раздробленного вулканическо-

го) материала. Различают туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты. По структуре и текстуре породы похожи на тефрогенные, вулканомиктовые.

В результате вулканической деятельности на земную поверхность поступает много разнообразных веществ в виде летучих соединений и растворов (Cu, HCl, HF, CO<sub>2</sub>, Si, Al, Fe и др.). Большая часть этих продуктов рассеивается, однако в определенных условиях они могут принимать участие в седиментации, образуя смеси с осадочным материалом, а также самостоятельные (иногда рудоносные) накопления. Эти породы некоторые исследователи относят к хемогенным.

Из вулканоогенных осадочных пород нам известна геофизическая характеристика туффитов, в состав которых входят вулканоогенные породы кислого состава. Главной особенностью этих пород является их повышенная радиоактивность, которая проявляется на диаграммах РК одинаковой направленностью кривых ГК и НГК, что позволяет однозначно опознавать их по данным ГИС. В остальном геофизическая характеристика туффитов такая же, как и обломочных терригенных пород - конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов.

## Глава 2

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПО КОМПЛЕКСУ ГИС

Процессы осадконакопления формируют лицо (facie) породы, по которому можно определить ряд важных обстоятельств ее образования, таких, например, как природу материнских пород по минералогическому составу, степени геохимических преобразований породообразующих минералов и цементирующего вещества, динамику транспортирующих потоков по окатанности и раздробленности зерен, механизм накопления осадков по сортировке, структуре породы, удаление области седиментации от береговой полосы и ее миграцию по латеральному и горизонтальному распределению литотипов и многое другое. Почему и в какой мере процессы осадконакопления отражаются в диаграммах геофизических исследований скважин? Прежде всего потому, что комплексный анализ физических свойств, таких как электрическая, акустическая проводимость и анизотропия, плотность, водородосодержание, радиоактивность и разрушаемость, поляризуемость позволяет разделять толщу пород на разные по физическим свойствам

пласты с большой детальностью, а выявленные закономерности между физическими и минералого-петрографическими свойствами дают возможность с такой же детальностью определять литотипы и их минералого-структурные характеристики (см. гл. 1).

Дело в том, что степень информативности методов каротажа растет по мере увеличения их количества в прогрессии, близкой к геометрической. Действительно, если рассчитать по известной формуле  $C_n^m = \frac{n!}{m!(n-m)!}$  число возможных сочетаний  $m$

групп определенного числа  $n$  геофизических параметров, и считать, что каждая из групп несет определенную информацию, можно определить как растет информативность каротажа при увеличении числа методов. Так, при  $n = 4$ ,  $m = 2$   $C_4^2 = \frac{4!}{2!(4-2)!} = 6$ ; при  $n = 9$ ,  $m = 2$   $C_9^2 = \frac{9!}{2!(9-2)!} = 36$ ; а

при  $n = 9$ ,  $m = 4$   $C_9^4 = 126$ , т.е. в последнем случае получаем 126 пар параметров, содержащих определенные сведения о изучаемом объекте. Поэтому если при помощи методов стандартной электротрии и ПС в благоприятных случаях можно определить границы залегания всего лишь семи видов литотипов (песчаник, алевролит, глина, известняк, соль, ангидрит), то при использовании полного комплекса ГИС, как показано в гл. 1, можно определить до 30 их разновидностей.

Приведенные простые расчеты наглядно показывают, что в комплексе ГИС содержится огромная информация, большую часть которой мы еще не умеем извлекать. Вероятно в этом содержится будущее ГИС, особенно при умелом использовании электронно-вычислительной техники. Задача, очевидно, состоит в том, чтобы выбор методов был всегда направлен на выявление разных свойств пород.

Вторым важным моментом, способствующим седиментологическому анализу по данным геофизических исследований скважин, является непрерывность информации о процессе осадконакопления, содержащейся в диаграммах каротажа. Она позволяет следить за изменением литологической характеристики с детальностью, сопоставимой с геологическими наблюдениями в обнажениях горных пород, а иногда и превышающей их. Кроме того, комплекс диаграмм каротажа дает возможность наблюдать изменение текстуры породных ассоциаций по вертикали, перерывы в седиментации, цикличность от микро- до макроциклов и другие особенности разреза, которые трудно увидеть даже в обнажениях.

Итак, определим круг известных нам в настоящее время генетических показателей горных пород, которые можно опре-

делять по отмеченному выше комплексу геофизических исследований скважин (см. гл. 1). Это прежде всего литотипы и их парагенезы, структура и текстура песчаников и глин, текстура кобблестов пород (слоистость, частота и относительная скорость смены фаций), перерывы в осадконакоплении, цикличность.

В предшествующей главе показана возможность детального литологического расчленения разрезов по комплексу геофизических скважинных материалов, подкрепленных керном, которое способствует выявлению парагенезисов литотипов. Из них однозначно опознаются по комплексу ГИС: аркозовые и граувакковые песчаники, уголь, углистые аргиллиты, сухарные глины (континентальные отложения); соль, гипсы, ангидриты, соледержащие песчаники, гипсоангидритовые аргиллиты (лагунные отложения); известняки, доломиты, маргели, мел (морские осадки); туфы, туффиты, туфопесчаники (вулканокластические осадки). Образование других литологических разновидностей, таких например, как кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, алевролиты, глины (аргиллиты) гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, могло происходить и в континентальных, и в морских обстановках.

Большую информацию об условиях седиментации песчано-алевролитовых и глинистых пород несет анализ структурных и текстурных их особенностей.

Из структурных особенностей обломочных пород методами каротажа можно определить гранулометрический состав песчаников и алевролитов, а также степень дисперсности глин. Совместный анализ данных керна и каротажа (см. гл. 1) позволил установить, что изменение среднего диаметра зерен ( $D_p$ ) песчано-алевритовых пород на диаграммах электротрии, записанных экранированными зондами (БК, МБК), отражается в виде дифференциации кривых сопротивления, рост которого обратно пропорционален  $D_{cp}$ . Объясняется это тем, что показания на кривых БК и МБК в водонасыщенных участках разреза обусловлены емкостными и фильтрационными свойствами, связанными, в основном, с размером зерен частиц породы и их сортировкой [20]. Такое явление позволяет определять один из важнейших генетических показателей - характер слоистости песчано-алевритовых отложений.

Различают трансгрессивный тип градационной слоистости, когда размер зерен песчаника убывает вверх по разрезу, и регрессивный тип - при обратной закономерности распределения частиц в породе [4, 19, 25]. На диаграммах электротрии, записанных зондами БК и МБК, в первом случае наблюдается рост сопротивления по вертикали, во втором - его уменьшение.

Структура и минералогический состав глинистых пород в благоприятных случаях (большая мощность) также могут слу-

жить показателем условий седиментации. Так, по нашим наблюдениям, в пределах нефтегазоносных районов Украины, Северо-Западного Предкавказья, Западной Сибири глинистые породы, образовавшиеся в континентальных условиях, по данным каротажа характеризуются, как правило, повышенными (на 2-20 Ом·м) по сравнению с морскими глинами значениями удельных электрических сопротивлений. Причина столь существенного различия в сопротивлениях заключается в структуре (примесях песчано-алевритового материала), степени дисперсности, а также минералогическом составе глин.

Континентальные глины содержат обычно значительное количество песчано-алевритовой фракции, органических остатков и менее дисперсны. Минералогический состав их определяется материалом областей сноса, а также климатическими условиями осадконакопления. В аридных и нивальных условиях преобладает хлорит, гидрослюда, в гумидных - терригенный каолинит [30]. Все перечисленные факторы способствуют повышению удельного электрического сопротивления пород (см. гл. 1). Аномально высокими (20-30 Ом·м) удельными электрическими сопротивлениями характеризуются сухарные глины. Они состоят из каолинита, синтезированного из природных растворов в континентальных (озерно-болотных гумидного литогенеза) условиях [30]. Присутствие в разрезе сухарных глин уверенно диагностируется по комплексу ГИС (см. гл. 1) и является надежным показателем континентального происхождения осадков.

Глинистые осадки приконтинентальной части морей и океанов формируются, в основном, из взвесей, поступающих с речными стоками прилегающего континента. Они высокодисперсны, не содержат примеси песчано-алевритового материала, или содержат его в небольших количествах, сложены, в основном, гидрослюдой, глауконитом, монтмориллонитом в разных соотношениях [19, 25, 26, 30]. Из перечисленных минералов повышенной электрической проводимостью отличаются глауконит и монтмориллонит. Большие концентрации глауконита в составе пород возможны в условиях интенсивной аутигенной переработки первичного материала, что характерно для морских осадков. Монтмориллонитовый состав глин, который преобладает в морских отложениях, способствует снижению их электрического сопротивления, естественной радиоактивности, а также повышенной разрушаемости в процессе бурения.

Еще одним показателем условий седиментации глинистых пород является их естественная радиоактивность. Она формируется при действии двух факторов: присутствия радиоактивных минералов, связанных с материалом кор выветривания,

или измельчением коренных пород; с концентрацией органического вещества в составе глин, отложенных в обстановках с застойным гидродинамическим режимом (болота речных долин и надводных частей дельт, застойные иловые фации лагуны и аванделты, пелагические фации с апоксидным, бескислородным режимом и т.п.).

В.Н. Дахновым (1956 г.) отмечалась повышенная радиоактивность глинистых пород морского глубоководного происхождения - глобигеринского, радиолярриового илов и тонкодисперсных битуминозных глин. К числу возможных причин их радиоактивности автор относил восстановительный характер среды, в условиях которой происходит выпадение урана из растворов. Повышенная радиоактивность морских глин отмечается также другими авторами.

Однако наши наблюдения показывают, что для глинистых пород морского происхождения характерна, как правило, сравнительно низкая радиоактивность  $I_{\gamma} \leq 12$  мкР/ч. По-видимому из этого правила есть исключения, например обогащенные органическими остатками высокордиоактивные глины на границе понта и меотиса Западно-Кубанского прогиба, баженины Западной Сибири, маркирующие горизонты вулканического непла в морских глинах и т.д.

Важным генетическим признаком является *текстура сообществ пород*, которая выражается в образовании слоев, отличающихся по литологическому составу, либо благодаря наличию слоевых швов, как результата перерыва в седиментации. Каждому слою или шву отвечает определенная обстановка в осадконакоплении. Слоистость возникает в результате смены фаций или гидродинамического режима осадочных потоков. Мощность и протяженность отдельных слоев могут быть различными.

Для характеристики слоистости породных ассоциаций (стратиграфических комплексов, продуктивных горизонтов и т.п.) достаточно вычислить среднюю мощность пластов ( $h_L$ ) в заданном интервале, используя для этого кривые бокового микрокаротажа:  $h_L = \sum h_i / n$ , где  $n$  - число пластов. При  $h_L \geq 4$  м текстура сообществ пород относится к грубослоистой, что характерно для морских условий седиментации (аванделты, пляжи, шельф); если  $4 \text{ м} \geq h_L \geq 2 \text{ м}$ , текстуру называем среднеслоистой. Тонкослоистая текстура чаще всего встречается в континентальных (реки, озера, болота) и в прибрежно-морских условиях (надводная дельта). Микрослоистые разрезы ( $h_L < 0,8$  м) характеризуют либо крайне неустойчивый режим осадконакопления (например, флиш), либо дистальные области дельт при мелководном спокойном режиме (размывание песча-

но-алевро-глинистых частиц при условии слабо расчлененного рельефа).

По степени слоистости, а также по частоте смены литотипов ( $K_L$ ) в пределах стратиграфического комплекса, продуктивного горизонта, либо какого-либо другого объекта можно характеризовать устойчивость режима седиментации. Количественно  $K_L$  вычисляется по формуле:  $K_L = \sum (h_{Li} \eta) / H$ , где  $\eta$  - доля мощности определенного литотипа в общей мощности  $H$  объекта. Сравнительное постоянство в режиме осадконакопления ( $K_L \geq 0,8$ ) свидетельствует о морских условиях седиментации объекта. Полифаціальным разрезам свойственны  $K_L < 0,8$  [20].

Третьим параметром, характеризующим текстуру сообществ пород является резкость перехода одного литотипа в другой, которая обусловлена временным интервалом смены геологической обстановки. Она проявляется на диаграммах электрометрии (БК, МБК) в виде степени четкости границ определенных литотипов. Условно можно говорить о трех степенях четкости границ. Изменение в два раза удельного сопротивления пласта мощностью более 2 м на кривой МБК в интервале глубин 0,8-1 м можно классифицировать как первую степень четкости, свидетельствующую о сравнительно быстрой смене обстановки осадконакопления. Например, быстрая трансгрессия моря на диаграммах каротажа опознается по резкому контакту песчаника и глины или песчаника и известняка. Перерывы в осадконакоплении также фиксируются по резкой смене литотипов - изменению сопротивления глин в глинистой толще и т.п.

Вторая степень четкости границ характеризуется изменением вдвое сопротивлений на кривых МБК в интервале глубин от 1-4 м, что характерно для большинства разрезов терригенного осадконакопления континентальных формаций. Если же на кривых электрометрии, записанных экранированными зондами, наблюдается постепенный переход одного литотипа в другой (градационная слоистость), можно предполагать прибрежно-морской режим седиментации.

Важным признаком условий осадконакопления является степень песчаности исследуемого объекта  $K_{песч} = \sum h_{песч} / H$ . Преобладание песчано-алевритовых разностей над глинистыми в терригенном разрезе ( $K_{песч} > 0,5$ ) свидетельствует о русле реки, устьевом, либо волноприбойном бере ( $K_{песч} > 0,7$ ) и т.п. Преобладание глинистых пластов в продуктивном горизонте ( $K_{песч} < 0,3$ ) свидетельствует об удалении от источника транспортировки песчаного материала

(речки), что характерно для поймы, болот, дистальных областей баров, бассейновых фаций.

Комплексное осмысление перечисленных геофизических показателей является основой седиментологического каротажного анализа, который предполагает определенный уровень познаний в области седиментологии и каротажа. Поэтому, мы считали целесообразным процесс описания анализа предварить кратким изложением основных понятий седиментологии, которые сосредоточены в монографиях [2, 4, 18 - 21, 26, 27, 29, 30, 35].

## 2.1. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

К континентальным относят отложения пустынь, временных и постоянных речных потоков (пролювия, аллювия), озер, ледниковых наносов. Из обширного перечня нам удалось характеризовать по комплексу ГИС лишь аллювиальные отложения, а именно пролювий, равнинный и пойменный аллювий.

### 2.1.1. Пролувиальная формация

Пролувиальные отложения образуются в результате переноса водными потоками продуктов разрушения пород горных районов, либо областей активно растущих грабен. Характерны для областей с расчлененным рельефом, особенно в аридных климатических зонах. Эпизодичность выпадения атмосферных осадков препятствует образованию постоянных водостоков. Редкие и кратковременные ливневые дожди способствуют формированию селей, грязеветровых потоков, которые, вырываясь в межгорные долины, образуют конусы выноса, сложенные осадками подгорноверного фациального пояса. В межселевые периоды такие конусы питаются осадками, приносимыми горными реками. В пределах конуса выноса обломочный материал дифференцирован по размеру зерен следующим образом: от вершины конуса к его подножью постепенно уменьшается размер зерна от галечного до лессовых суспензий. На самой периферии иногда откладываются алевро-глинистые осадки. Обломочный материал обычно слабо сортированный и плохо окатанный. Минералогический состав пород разнообразен, так как слагается минералами материнских пород, еще не претерпевших существенных изменений.

На краях активно формирующихся грабен образуются фандельты - это внедрение конусов выноса в близко располо-

женные водные бассейны. Распространение обломочного материала в морском бассейне может достигать нескольких километров. Для прибрежных зон характерна градационная слоистость.

Фации пролювия широко развиты в каменноугольных отложениях Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ). Вдоль юго-западного борта развивающегося грабена в турнейское время у подошвы выступов Украинского кристаллического массива накапливались пролювиальные отложения, образуя конусы выноса. В прибрежно-морской полосе формировались фандельты.

Типичным представителем подобных скоплений пролювиальных отложений является разрез Яблуновского газоконденсатного месторождения. Здесь вскрыта мощная толща терригенных и карбонатных отложений турнейского яруса. Терригенные породы, к которым приурочены залежи углеводородов, представлены конгломератами, гравелитами, полимиктовыми песчаниками от крупно- до мелкозернистых разновидностей, ожелезненными песчаниками, аргиллитами. Близкое расстояние от области сноса - Украинского кристаллического массива - способствовало сохранению аркозовых песчаников с большими концентрациями калиевых полевых шпатов, грауваков, микропегматитов и других разновидностей минералов и пород.

Подобное разнообразие минералогического состава обломочных пород способствует формированию аномальных характеристик на кривых каротажа (рис. 13). Основной особенностью подобных разрезов является неодинаковая дифференциация кривых всех методов ГИС. Так, расчлененности кривых МБК и БК не соответствует изменение показаний на кривой ГК. Это означает, что естественная радиоактивность пород не связана с их глинистостью. Это же подтверждается разными соотношениями аномалий ГК и НГК, не соответствующими общим стандартам (см. рис. 13, интервал 4684-4664 м).

Второй особенностью пролювиальных отложений является аномально высокая радиоактивность пород, превышающая в отдельных случаях 24 мкР/ч, что является следствием скопления минералов уранового ряда, калиевых полевых шпатов и других продуктов разрушения гранитов.

На рис. 13 показана геофизическая характеристика участка разреза турнейских отложений, по которой можно восстановить картину колебания береговой линии в это геологическое время: в интервале 4732-4720 м залегает "железистая пачка", представленная пестроцветными аркозовыми песчаниками и красноцветными аргиллитами, формирование которых можно объяснить окислением в прибрежно-морской полосе обломоч-

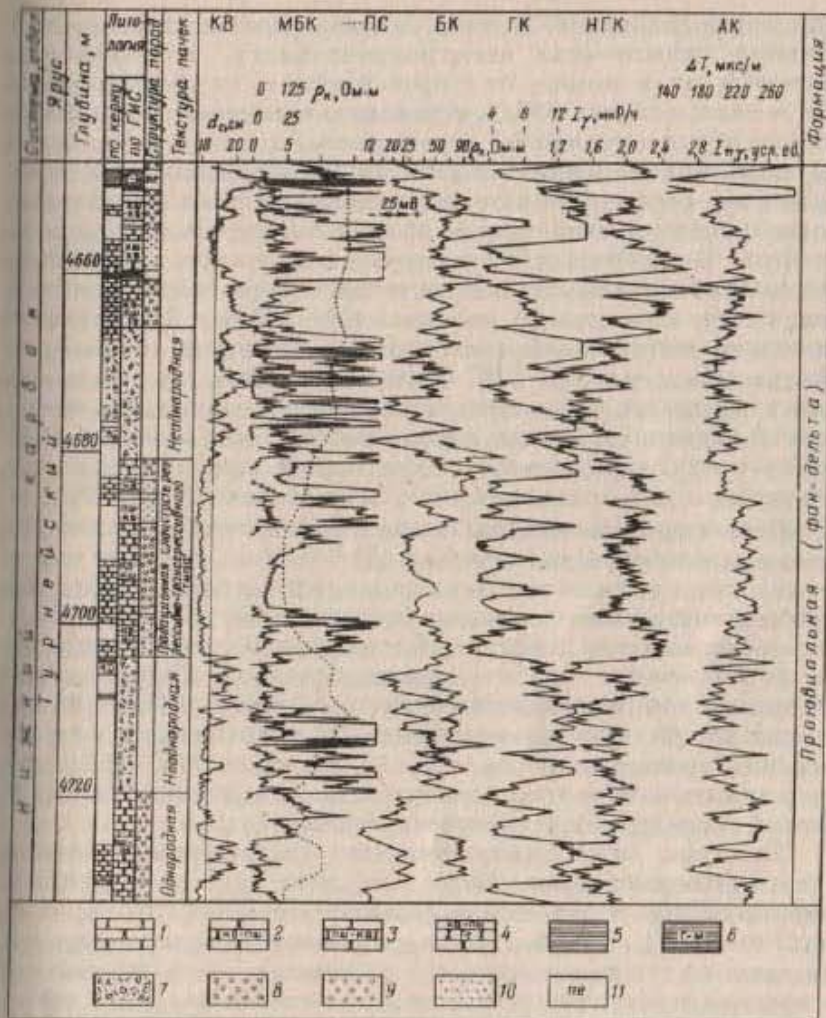


Рис. 13. Геофизическая характеристика пролювиальных отложений (сква. 16 Яблуновской площади).

Породы: 1 - песчаник, 2 - песчаник кварц-полевошпатовый, 3 - песчаник полевошпат-кварцевый, 4 - песчаник кварц-полевошпатовый ожелезненный, 5 - аргиллит, 6 - аргиллит гидрослюдисто-монтмориллонитовый, 7 - конгломераты, граувакки; структура пород: 8 - крупнозернистая, 9 - среднезернистая, 10 - мелкозернистая, 11 - пелитовая

ных пород гранитного состава. Железистым песчаникам свойственна повышенная электропроводность, что позволяет выделять их в разрезе по сопротивлениям, не превышающим Ом·м даже в случаях 80 % нефтегазонасыщения. Поскольку в составе пород сохраняются определенные количества калиевых полевых шпатов, им свойственна также повышенная радиоактивность. Выше залегают конгломераты, также аномально радиоактивные, состоящие из обломков материнских гранито-гнейсов. С глубины 4710 м пачка песчаников имеет четко выраженную градационную слоистость регрессивно-трансгрессивного типа (см. рис. 13, интервал 4710-4684 м). Здесь заметно снижение естественной радиоактивности пород; на сводных диаграммах комплекса ГИС показания соответствуют привычным стандартам, характерным для пород с нормальной естественной радиоактивностью, прослойки глин имеют низкое УЭС, повышенную разрушаемость. Все перечисленные показатели характерны для отложений морского генезиса [2, 20, 30].

Новый седиментационный цикл знаменуется снова отложениями конгломератов (интервал 4684-4666 м), которые сменяются по вертикали песчано-глинистыми породами прибрежно-морской формации (интервал 4666-4656 м). Подобное переслаивание пород, характеризующее колебания процесса формирования грабена, происходило до конца турне. Мощности микроциклов колеблются от 2 до 10 м. Наблюдается тенденция роста во времени мощности песчаников в периоды морских трансгрессий (см. рис. 13, интервал 4646-4634 м) и продолжительность этих периодов. Представленный на рис. 13 разрез характерен для образований фандельты.

Текстуры литом пролювиального происхождения отличаются грубослоистостью ( $h_L > 4$  м, реже  $h_L > 2$  м), степень песчаности колеблется в больших пределах ( $K_{\text{песч}} = 0,8 \pm 0,5$ ). В литомах нередко наблюдаются чередования пород пролювиального происхождения с аллювиальными болотными, озерными, что создает полифациальные текстуры ( $K_L \leq 0,5$ ). В аридных зонах в условиях, аналогичных девону и турнею ДДВ (рифтовая долина или грабенообразный внутриплатформенный прогиб), образуется латеральный фациальный парагенез: подгорный веер - веерная дельта - карбонатный шельф - отложения глубоководного веера выноса. В случае мелкозернистой веерно-обломочной субформации усиливается дифференциация кривых МБК в связи с уменьшением диаметра зерен, увеличением алевролитистой и аргиллитовой компоненты в разрезе при одновременном росте концентрации растительной органики как в глинистых, так и в песчано-алевритовых породах, что повыша-

ет их естественную радиоактивность и снижает акустическую жесткость.

### 2.1.2. Равнинно-аллювиальная формация

Аллювиальные равнинные отложения приурочены к речным долинам. На их формирование оказывает влияние множество факторов, таких как дебит речных потоков, рельеф местности, характер размываемых пород. Осадки в руслах равнинных рек отличаются от горных меньшим разнообразием минералогического состава, лучшей сортировкой и окатанностью зерен породообразующих минералов, особой косой слоистостью отложений. В долинах рек по течению крупность материала уменьшается. Русловые отложения сложены обычно хорошо промытым ритмично сортированным песчаным материалом с крупной косой слоистостью, с градацией зерен по мере заполнения речной долины от конгломератов, галечника, песчаника, алевролита до илестых отложений закрывающегося русла. Мощность осадков связана с глубиной реки и изменяется в пределах 10-30 м. Ширина речной долины достигает десятки километров. В плоских аллювиальных равнинах со слабым градиентом местности реки меандрируют, создавая врезы или так называемые меандровые бары.

Бары меандров также характеризуются утолщением снизу вверх размеров зерен породообразующих минералов, однако градационная слоистость имеет "гирляндно-лестничный" вид, что обусловлено частой перемежаемостью песчано-алевритового материала с прослоями иловых аргиллитов, образующихся на приподнятых участках аллювиальной долины.

Характерной особенностью аллювиальной равнины является параллельность фациальной зональности направлению движения основного осадочного потока (реки). Скорость этого потока, и, следовательно, его энергия, в среднем значительно ниже, чем те же параметры осадочных потоков горных и подгорных рек. Различие в скорости осадочного потока на поперечном профиле через аллювиальную долину определяет триаду фациальных зон: аллювиально-русловую (скорость и энергия потока максимальны), аллювиально-пойменную (медленное движение водной массы) и аллювиально-застойную (озерно-болотную), где линейное однонаправленное движение водной массы практически отсутствует [2, 4, 19, 25].

Состав и строение пород аллювиально-русловой субформации зависят от климатических и тектонических условий области седиментации. Эти же факторы определяют характер латераль-

ных связей между субформациями равнинного аллювия. Для отложений разветвленных рек характерно резкое преобладание в поперечном профиле речной долины руслового аллювия над аллювиально-пойменной и аллювиально-застойной субформациями, отложения которых редуцированы по объему. Русловый аллювий представлен здесь мощными пластами и пачками песчаников, сложенных отдельными крупными и мелкими линзами, слившимися в единое тело. Русловый аллювий меандрирующих рек образует крупные разобщенные песчаные линзы, залегающие среди глинисто-алевритовых пород поймы и озерно-болотной фациальной зоны [2, 4, 19, 25, 30].

Процесс диагностики генезиса аллювиальных песчаников и выявление закономерности их распространения покажем на примере нижевизейских отложений ДДВ.

Определение генезиса песчаников горизонта В19 на участке Анастасьевка-Гадяч (рис. 14, 15) осуществлялось по целому комплексу признаков. Данные ГИС были дополнены сведениями о структурных и текстурных особенностях пород, наличии в них растительных остатков, характера контакта слоев и т.д. Каждый из признаков несет свою информацию о динамике водной среды, ее энергии, способе и длительности транспортировки обломочного материала, степени удаленности суши, климате и т.п. При изучении песчаников учтен весь комплекс признаков, так как только понимание их различных сочетаний позволяет наиболее объективно выяснить условия и среду осадкообразования.

Из всего объема скважин, каротаж и керн которых подвергался литолого-фациальному анализу, выделим лишь несколько, характеризующих разные обстановки осадконакопления. По данным комплекса ГИС горизонт В19 в пределах Анастасьевского газоконденсатного месторождения представлен серией песчаных пластов, разделенных прослоями аргиллитов (см. рис. 14). Их обычно нумеруют порядковыми номерами сверху вниз. На представленном рисунке показана каротажная характеристика этих пластов. По кривым бокового микрокаротажа можно судить об изменении размера зерен по вертикали: в интервале 4550-4545,5 м залегает тонкозернистый песчаник с повышенной глинистостью, который сменяется вверх по разрезу среднезернистым (4545-4542 м), затем наблюдается постепенная глинизация породы (см. рис. 14, кривая гамма-каротажа) и заканчивается разрез тонкозернистым песчаником и глиной с пелитовой структурой. Подобная структура видна и в песчаном пласте (интервал 4521-4515 м) с той лишь разницей, что от подошвы к кровле пласта его глинизация уменьшается. Между песчаными пластами залегает пачка глин и глинистых конгломератов (интервал 4539-4521 м).

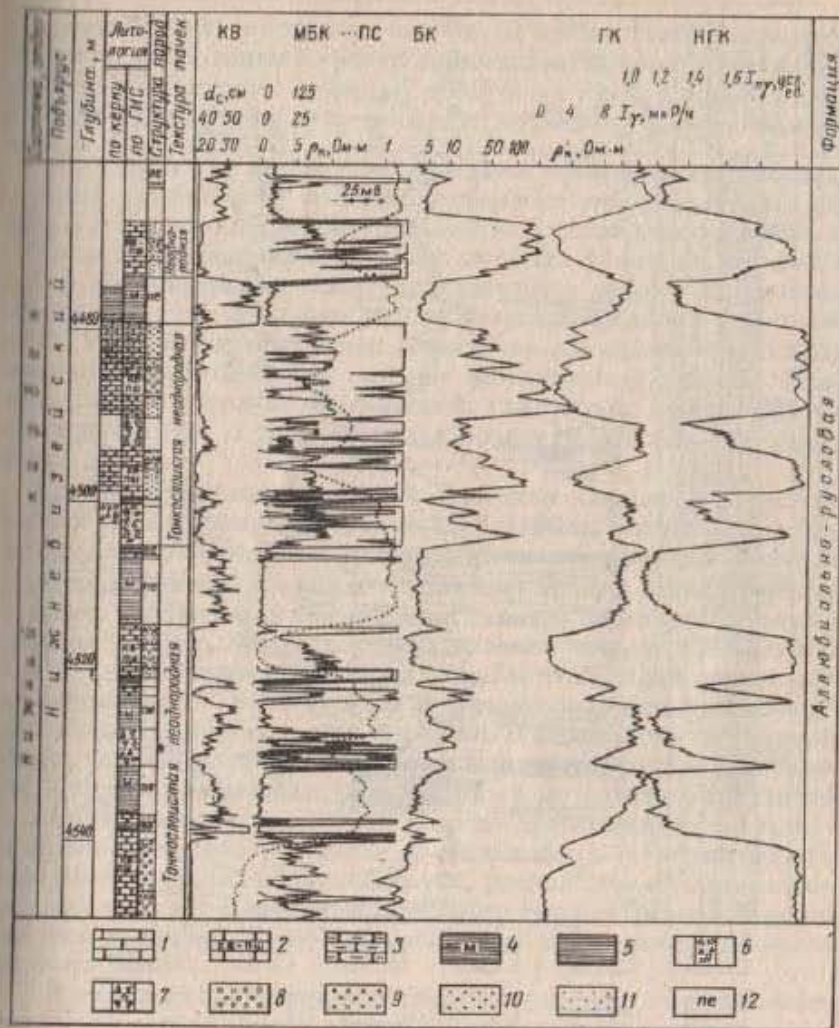


Рис. 14. Геофизическая характеристика аллювиально-русловых отложений (скв. 73 Анастасьевской площади):

Породы: 1 - песчаник, 2 - песчаник кварц-полевошпатовый, 3 - песчаник глинистый, 4 - аргиллит гидрослюдисто-монтмориллонитовый, 5 - аргиллит, 6 - конгломерат, 7 - конгломерат глинистый; структура пород: 8 - крупнозернистая, 9 - среднезернистая, 10 - мелкозернистая, 11 - тонкозернистая, 12 - пелитовая

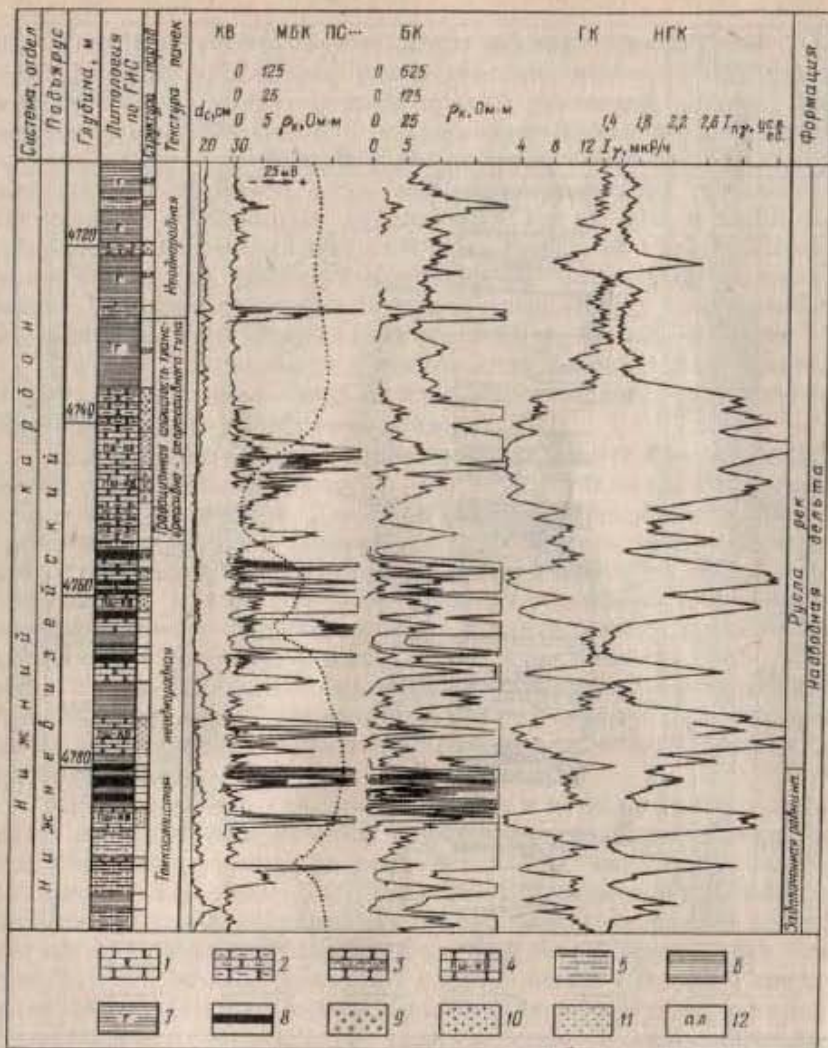


Рис. 15. Геофизическая характеристика отложений русел рек и заболоченных равнин (скв. 2 Гадячской площади).

Породы: 1 - песчаник, 2 - песчаник глинистый, 3 - песчаник алевритистый, 4 - песчаник полевшпат-кварцевый, 5 - алевролит, 6 - аргиллит, 7 - аргиллит гидрослоистый, 8 - уголь; структура пород: 9 - среднезернистая, 10 - мелкозернистая, 11 - тонкозернистая, 12 - алевритовая

Третий и второй пласты песчаников имеют такой же характер слоистости, однако третий заканчивается глинистым конгломератом, а второй - пластом пелитовых глин. Первый пласт по структуре подобен четвертому, но последний более тонкозернист.

По структуре пород, неоднородной текстуре пачек, повышенной глинистости и радиоактивности представленный на рис. 14 комплекс можно отнести к аллювиально-русловым отложениям. Заиливание русел, периодический их возврат в точку наблюдения, а также присутствие в разрезе глинистых конгломератов указывают на слабо меандрирующий тип палеорек. Рельеф местности был достаточно расчленен и площадь меандра небольшой, так как нет заболоченных равнин. Пролои глин пелитовой структуры и глинистых конгломератов свидетельствует о том, что эти породы отлагались по берегу реки.

В скв. 73 Анастасиевской площади поднят и детально изучен керн в интервале глубин 4503-4480 м. Песчаники в этом интервале разнозернистые, с уменьшением размеров зерен от подошвы (2-4 мм) к кровле (0,5-1 мм) пласта, плохо сортированные, наблюдается уменьшение размера зерен снизу вверх в каждом слое. Границы слоев довольно четкие. Слоистость косая, однонаправленная под углом 25-30° в подошве пласта и примерно 10-15° в его кровле. В нижней части пласта обнаружены грубые обломки коры деревьев. В верхней части заметны следы заиливания, песчаники постепенно переходят в алевролиты, а затем, в интервале 4479-4475 м - в аргиллиты с волнистой горизонтальной слоистостью, иногда штриховатослоистые, с обилием корешков растений, ориентированных вкост напластования, и растительного детрита, расположенного по напластованию слоев. Песчаники подобного типа встречены в керне многих скважин Южно-Афанасьевской и Глинско-Розбышевской площадей.

Из приведенных описаний керна следует, что процесс седиментации терригенного материала происходил в условиях однонаправленного движения воды - об этом свидетельствует косая однонаправленная слоистость, иногда с клиновидным строением отдельных слоев, а также ориентировка наиболее крупных обломков по течению воды. Динамика и степень турбулентности вод были высокими, так как углы наклона верий очень крутые, а песчаный материал неотсортированный, разнозернистый (так называемый свал). Динамика потока с течением времени постепенно ослабевала, уменьшалась размерность зерен, углы наклона плоскостей седиментации вверх по разрезу песчаного пласта, появилась волнисто-горизонтальная штриховка слоистости. Интенсивность и направле-

ние водных потоков постоянно менялись. Об этом говорит послойная гранулометрическая сортировка (результат сезонности в накоплении осадков), изменение направления падений слоев. После отложения песчаников на их месте фиксируются явные признаки суши - корешки и обилие детрита растений, который на дальние расстояния транспортироваться не может.

Сочетание перечисленных параметров наводит на мысль, что отложение песчанного материала происходило в руслах палеорек, что подтверждает и дополняет выводы, полученные при интерпретации данных ГИС.

Южнее, в пределах Гадячской площади, каротажная характеристика горизонта В19 несколько иная (см. рис. 15). В нижней части (интервал 4790-4764 м) горизонт представлен тонкослоистой неоднородной толщей, состоящей из переслаивания тонкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей. По текстуре пачек и парагенезису литотипов можно судить о том, что эти породы отлагались в условиях заболоченной равнины. В верхней части горизонта В19 скв. 2 Гадячской площади встречен также песчаник (см. рис. 15, интервал 4756-4736 м) полимиктовый, для которого характерны изменение глинистости по вертикали (см. кривую ГК), разнозернистая структура, с преобладанием тонко- и мелкозернистых разностей (см. кривые МБК, БК). Описанные породы, по-видимому, формировались в условиях менее расчлененного рельефа, чем на Анастасиевской площади при меньшей скорости течения вод, ближе к берегу моря, т.е. в условиях подобных надводной дельте, однако еще здесь не было заметного влияния морских волновых процессов. В кровле горизонта В19 наблюдаемого участка (см. рис. 15) образуется континентальный режим, о чем свидетельствуют пласты высокорadioактивных глин и алевролитов.

Каротажная характеристика отложений речных долин серпуховского возраста в ДДВ показана на рис. 16. Скопления мелко-, реже среднезернистых кварц-полевошпатовых песчаников отличаются средней расчлененностью кривых МБК, что свидетельствует о достаточно хорошей сортировке зерен, изменениями естественной радиоактивности от 4 до 8 мкР/ч в зависимости от процентного соотношения кварца, полевых шпатов (см. рис. 16, интервал 3980-3966 м).

Попытаемся по каротажной характеристике аргументировать природу системы рек на участке Дорошевской площади. Прежде всего отметим, что русло палеореки, пересеченное скв. 6 (интервал 3982-3968 м), сравнительно постоянное во времени (мощность 14 м), заполнено мелкозернистым песчаником, с небольшим количеством среднезернистых разностей. Песчани-

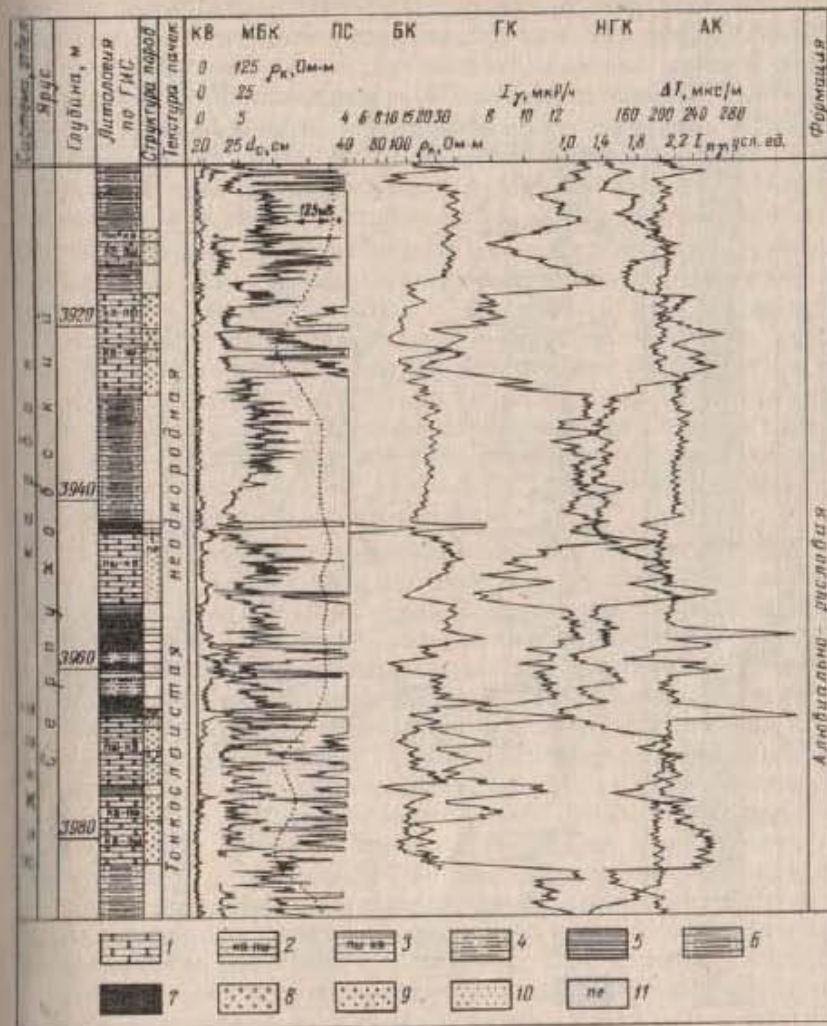


Рис. 16. Геофизическая характеристика аллювиально-русловых отложений (скв. 6 Дорошевской площади).

Породы: 1 - песчаник, 2 - песчаник кварц-полевошпатовый, 3 - песчаник полевошпат-кварцевый, 4 - алевролит, 5 - аргиллит, 6 - аргиллит алевролитный, 7 - уголь; структура пород: 8 - среднезернистая, 9 - мелкозернистая, 10 - тонкозернистая, 11 - пелитовая

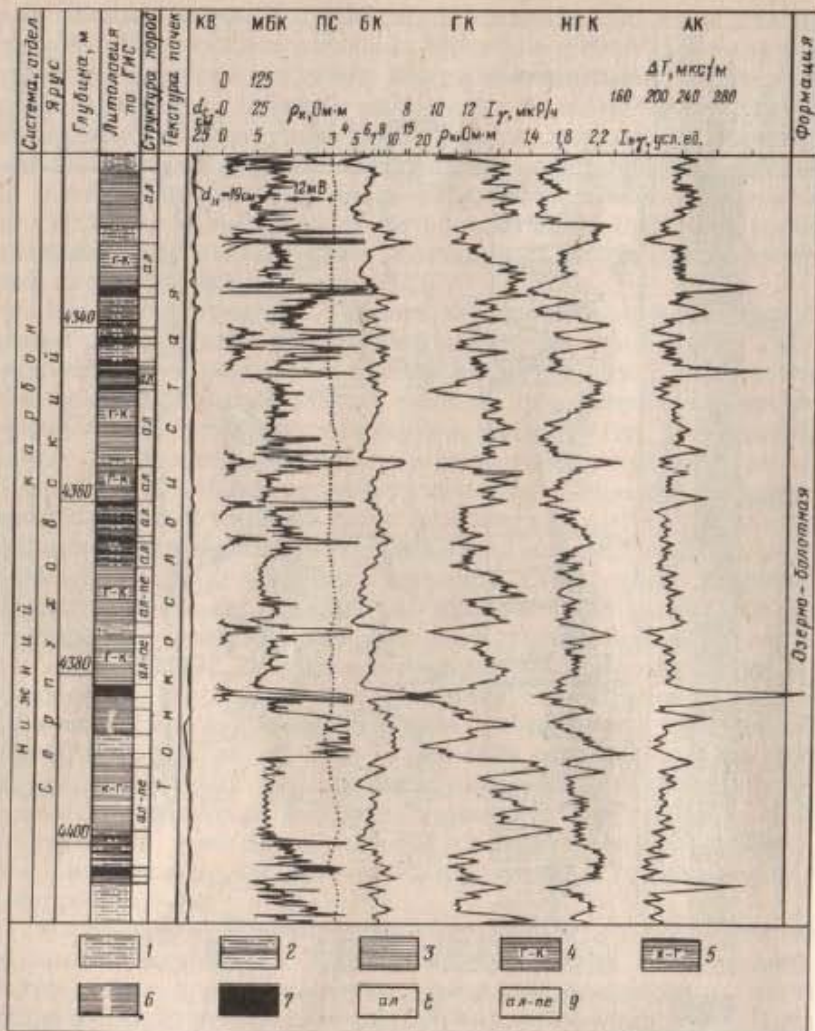


Рис. 17. Геофизическая характеристика озерно-болотных отложений (сква. 6 Доросевской площади).

Породы: 1 - алевролит, 2 - алевролит глинистый, 3 - аргиллит, 4 - аргиллит гидрослюдисто-каолинистый, 5 - аргиллит каолинист-гидрослюдистый, 6 - сахарная глина, 7 - уголь; структура пород: 8 - алевролитовая, 9 - алевро-пелитовая

ки полимиктовые, встречаются породы с повышенным содержанием растительной органики, отчего их радиоактивность достигает 8 мкР/ч, т.е. превышает нижний предел значений  $I_{\text{у}}$  для песчаного пласта. Цемент в основном глинистый. Градационная слоистость выражена слабо (интервал 3974-3966 м). Заполнение русла заканчивается илистой породой, о чем свидетельствует прослой глины с пелитовой структурой (низкие сопротивления, высокие значения  $I_{\text{у}}$  и  $\Delta T$ ), сменяющейся по вертикали пластом угля. Возврат реки в русло фиксируется на глубине 3952-3944 м, что опознается по отложениям глинистых песчаников, тонкозернистых, перекрытых тонким пластом глины с пелитовой структурой и угля. Следующие циклы восстановления реки наблюдаем в интервале 3928-3916 м и т.д. Таким образом фиксируется цикличность в перемещении реки. В периоды ее отхода от точки наблюдения отлагались породы болотного происхождения - угли, которые определяются по всплескам аномалий на кривых  $\Delta T$ , алевролитистые плотные аргиллиты высокого сопротивления.

По приведенным показателям кривых комплекса ГИС однозначно диагностируется аллювиально-русловый (равнинные реки) генезис отложений. Рельеф местности имел небольшой градиент. Река относится к типу меандрирующей среднеглубоководной, со средним дебитом воды. В результате деятельности подобных рек, как описано выше, могут образоваться врезы.

Характер кривых каротажа в заболоченной равнине подобной реки показан на рис. 17. Разрез состоит из переслаивания пластов глин алевро-пелитовой структуры с глинистыми алевролитами и с тонкими прослоями углей. Глины гидрослюдисто-каолинистового состава, о чем свидетельствует устойчивость при разбурировании и высокая (12-16 мкР/ч) естественная радиоактивность. Встречаются сухарные глины, которым свойственно сопротивление (интервал 4387-4384 м). По-видимому, в наблюдаемый промежуток времени паводки приносили алевролитистый материал, что свидетельствует о ровной местности и большой удаленности от области сноса.

## 2.2. МОРСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

### 2.2.1. Дельты

Как известно, дельтами принято называть участки побережья в устьях рек, сложенные в основном речными отложениями, переработанными в прибрежной зоне морскими волнами

и течениями [1, 2, 4, 11, 19, 21, 26]. В строении дельт различают:

субаэральную (надводную) часть, которая, в свою очередь, состоит из верхней дельтовой равнины, где доминируют речные процессы и нижней дельты, расположенной в пределах взаимодействия реки и моря;

субаквальную (подводную) часть, которая лежит ниже уровня прилива (авандельта).

В пределах субаэральной дельты развиты следующие зоны.

1. Русловая фаціальная, представленная обломочными породами: гравелитами, моно-, олиго-полимиктовыми песчаниками, алевролитами со средней глинистостью ( $C_{гг} = 10:30 \%$ ), хорошо и среднесортированными. Им свойственна вертикальная (градационная) слоистость I-го типа, горизонтальная слоистость, прерывистость, линзовидное строение. Морфология песчаных тел - это прирусловые валы, расположенные обычно вдоль берега реки.

2. пойменная фаціальная - слабо расчлененная низменная поверхность, сложенная тонкозернистыми песчано-алевритовыми, а также глинистыми отложениями. Характерно обилие растительного детрита, иногда линзы и прослои гипса свидетельствующие об аридном климате. Песчаные тела практически отсутствуют.

3. Озерно-болотная фаціальная, представленная тонкозернистыми песчаниками, алевролитами, алевропилитами, и глинами. Породы обогащены растительным детритом, часты прослои углей. Текстура пород тонкослойчатая. Песчаность зависит от степени отдаления озера от моря, наличия речных протоков и паводков, однако преобладают маломощные, линзовидные формы песчаных тел, представленные тонкозернистыми разностями. Болотные фации (марши) представлены преимущественно глинисто-алевритистыми осадками.

Фаціальные зоны подводной дельты сравнительно менее разнообразны. Здесь выделяют устьевые бары и зоны морского склона.

Устьевые бары - зоны наиболее активных седиментационных процессов. *Устьевой бар* - это песчаная гряда в устье реки, изогнутой серповидной формы, выпуклой стороной обращенной к морю. Его элементами являются: эрозионная предбаровая ложбина, речной склон, баровый осередок, гребень, дистальная часть, продельта. Для песчаников устьевых баров характерны: хорошая сортированность материала, увеличение зернистости по вертикали, а также цикличность, которая нередко нарушается вклиниванием песчаных русел и приустьевой зоны.

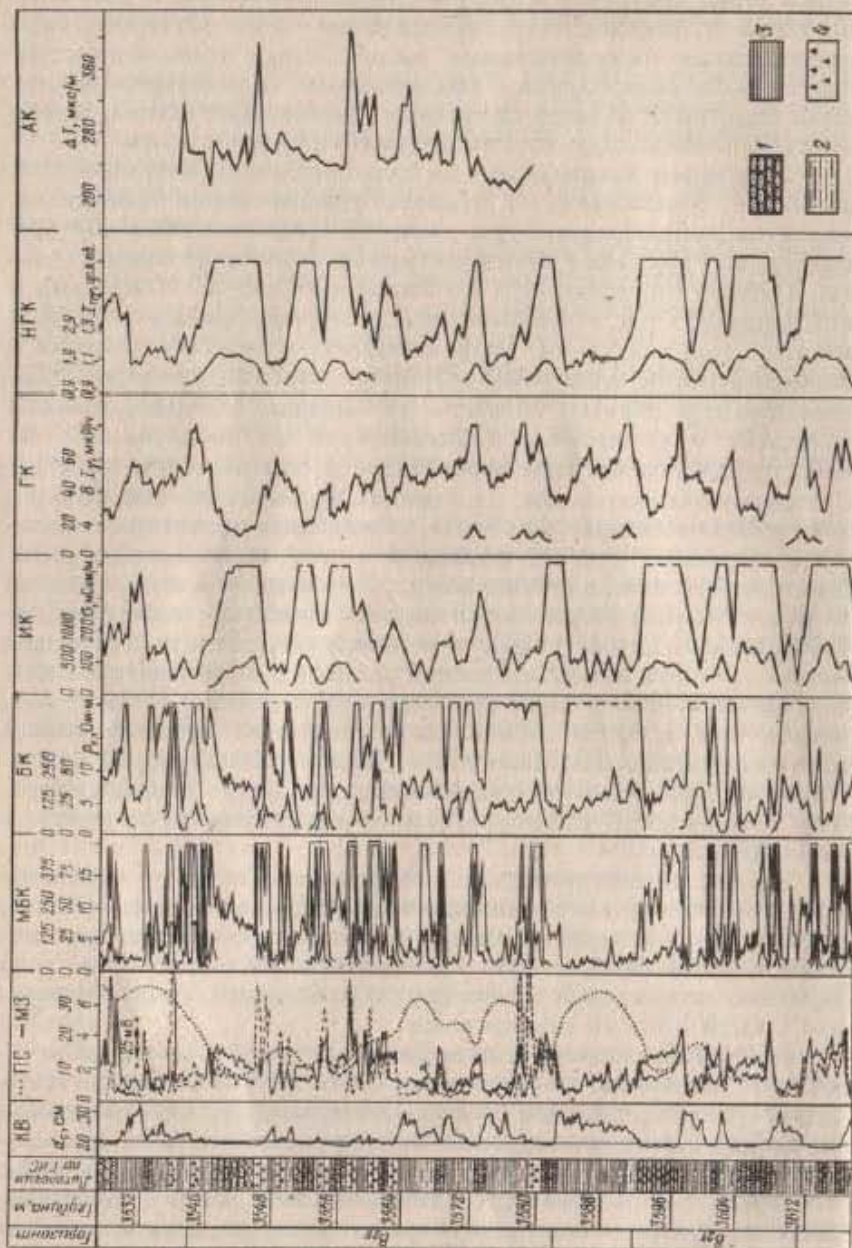
В пределах морского склона наблюдается уменьшение раз-

меров зерен песчаного материала (алевритистость) и рост глинистости в сторону моря. Дистальная часть устьевого бара представлена переслаиванием маломощных тонкозернистых песчаников, алевролитов с подчиненным количеством глинистых пластов. В области продельты преобладают глины, имеющие обычно большую горизонтальную протяженность.

Следствием взаимодействия большого числа динамических факторов, влияющих на процесс формирования авандельт, является разнообразие форм распределения песчаных тел в ее пределах. Различают конструктивные и деструктивные дельты. Первые (по мнению В.Л. Фишера и Дж. Х. Макгоуэна и др.) формируются, в основном, под действием речных факторов, вторые - под действием разрушающих, перерабатывающих и перемещающих осадочный материал морских процессов. Деструктивные дельты, согласно указанным авторам, бывают волновые и приливные в зависимости от того, какой вид энергии преобладал при переработке и перемещении осадков. *Субаэральные дельтовые отложения* развиваются под контролем многочисленных факторов, основными из которых являются: климат, режим расходов воды, волновая энергия, приливно-отливные процессы и др. В гумидной климатической зоне интенсивно развиваются озерно-болотные отложения (каолинитовые глины, угли), а в аридном климате формация может вмещать линзы и прослои эвапоритов (гипсов, ангидритов, солей). Повышенные режимы расходов воды создают разветвленные каналы, обладающие широкой горизонтальной протяженностью. Пониженные - создают линзовидные пески. Неустойчивые режимы расхода воды приводят к возникновению разнородной по пористости и проницаемости песчаной среды [11, 19].

Высокая и постоянная волновая энергия образует песчаные тела, направленные параллельно простиранию осадков. Пески чистые, хорошо сортированные, отличаются высоким содержанием кварца. При низкой волновой энергии песчаные тела залегают под углом к простиранию отложений, сцементированы глиной и плохо сортированы.

Песчаные отложения надводно-дельтовых каналов отличаются от аллювиальных русловых более тонкозернистой структурой (мелкозернистые пески, алевролиты), обусловленной снижением динамической активности речной системы, расщепленной на протоки и каналы, а также меньшей мощностью песчаных тел. Кроме того, значительную часть территории дельты занимают болота и озера, а образующиеся в каналах песчаники обычно залегают в виде полос, вытянутых по простиранию вдоль главного русла реки.



Из неполного перечисления факторов уже достаточно ясно, что надводно-дельтовый фациальный пояс может быть представлен весьма разнообразными отложениями, однако общими для разрезов этого генезиса должны быть: тонкослоистость, плохая прослеживаемость пластов по латерали и парагенез тонкозернистых песчаников, углистых аргиллитов сухарных глин, углей и т.п.

В пределах Днепровско-Донецкой впадины отложения надводной дельты встречены в нижнем карбоне северо-западной и центральной части впадины [20, 21]. На диаграммах геофизических исследований скважин они характеризуются (рис. 18): тонкослойной текстурой сообществ пород (преобладают пласты мощностью  $\leq 4$  м); повышенными значениями сопротивлений и радиоактивности глин. Неоднородная по сопротивлению промытая зона песчаных пластов (кривая МБК) свидетельствует об изменении размеров зерен песчаника по вертикали и преобладании тонкозернистых разностей, для которых значения сопротивлений на кривых МБК превышают  $15 \text{ Ом} \cdot \text{м}$  (интервал 3560-3540 м). Характерным признаком надводнодельтового происхождения отложений является также градационная слоистость песчано-алевритовых тел как регрессивного (интервал 3598-3592 м), так и трансгрессивного (интервал 3548-3540 м) типа и парагенез подобных песчаников с пластами углей. В виду изменчивости состава и свойств пород попластовая корреляция их по латерали по данным ГИС затруднена.

Основные генетические показатели надводнодельтовой формации следующие:  $D_{\text{ср}} = 0,3-0,1 \text{ мм}$ ;  $\xi_d \approx \xi_{\text{ГК}} \approx \xi_{\text{КП}} < 0,5$ ;  $M \leq 4 \text{ м}$ ;  $K_{\text{песч}} \text{ approx } 0,5-0,6$ . Таким образом, по парагенезу литотипов, структуре, текстуре песчаников отложения надводной дельты схожи с пойменной и застойной субформациями. Некоторое различие существует в текстуре сообществ пород: для надводной дельты характерны большие мощности песчаных тел, а также больший коэффициент песчаности разреза. Кроме того, часто наблюдается цикличность в осадконакоплении. Для однозначного различия надводнодельтовой субформации от пойменной или застойной по данным ГИС необходим анализ распространения песчаных тел и фациального парагенеза по латерали.

**Авандельты.** Основным седиментационным и морфологическим элементом подводной дельты является устьевой бар -

Рис. 18. Геофизическая характеристика надводнодельтовых отложений (скв. 15 Талалаевской площади): 1 - песчаник; 2 - алеврит; 3 - аргиллит; 4 - уголь

подвижная песчаная отмель, образующаяся в зоне контакта менее плотных пресных речных вод с более плотными солеными морскими водами. Здесь формируется стратификация водной массы (пресные воды распластаются над солеными), скорость речной струи резко падает и происходит осаждение значительной части песчаного материала [2, 11, 25]. Характерен состав песчаных тел: от гребня вала в сторону моря увеличивается содержание алевритовой и глинистой фракций. На гребне бара часто отмечается укрупнение зернистости до среднезернистого. В период регрессии размер зерен песчаников увеличивается снизу вверх по разрезу и осадки устьевого бара перекрывают глинисто-алевролитовые породы передовой части дельты, обычно обогащенные органическим веществом. В условиях морской трансгрессии отмечается обратная закономерность: размер зерен уменьшается по вертикали. Устьевые бары широко развиты [20, 21] в нижне- и верхневизейском ярусах карбона Днепропетровско-Донецкой впадины (рис. 19). По данным керна они представлены среднезернистыми, местами более мелкозернистыми хорошо отсортированными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и тонкими ( $h < 2$  м) слоями известняков. Несмотря на сходство литологического состава отложений аванделты с равнинно-аллювиальными осадками, характеристика их по данным каротажа резко различна (см. рис. 15-17 и 19, 20). В интервалах залегания подводно-дельтовых отложений геофизические методы фиксируют низкие значения и однородность сопротивлений песчаников в прискважинной части пласта (см. рис. 19, кривую МБК), свидетельствующих о накоплении на протяжении длительного периода одинаковых песчаных тел по размеру зерен ( $D_{ср} \approx 0,4-0,3$  мм), глинистости и сортировке ( $\xi_{гк} \approx \xi_{гг} \approx \xi_{кк} \approx 0,8$ ). Песчаники, в основном, кварцевые, их естественная радиоактивность не превышает 4 мкР/ч. Глины авандельтового происхождения характеризуются низкими сопротивлениями (2,5-3 Ом·м) и гамма-активностью (9-12 мкР/ч). Трансгрессивные периоды осадконакопления отличаются постепенным уменьшением по вертикали размера зерен песчаников, переход в алевролиты, глины (см. рис. 19, интервалы 3044-3032, 3013-3005 и 3001-2992 м). Обычно трансгрессивные циклы завершаются отложением тонкого пласта известняка. Период регрессии отражается на диаграммах каротажа постепенным ростом сопротивлений глин, структура которых меняется по пелитовой до алевропелитовой и переходом их в алевролиты и песчаники. Таким образом на диаграммах каротажа четко фиксируется цикличность в осадконакоплении (см. рис. 19).

Еще один пример каротажной характеристики устьевого

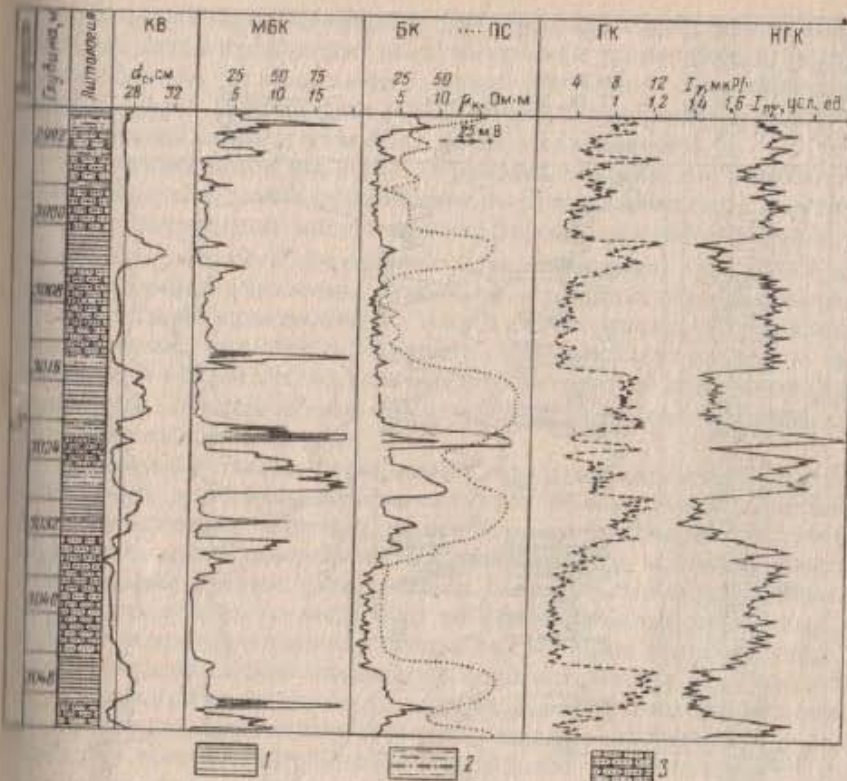


Рис. 19. Геофизическая характеристика авандельтовых отложений (скв. 43 Голоховской площади):  
1 - аргиллит; 2 - алевролит; 3 - песчаник

бара, образовавшегося в нижневизейское время на Харьковцевской площади (ДДВ), показан на рис. 20. Каротаж фиксирует двухфазность процесса образования бара, прерываемого морской трансгрессией. Отсюда W-образная, почти симметричная форма кривых потенциалов поляризации, гамма-метода, электрометрии, кавернометрии и других видов каротажа. Наблюдаемая повсеместно одинаковая закономерность (см. рис. 19, 20) еще не нашла достаточно аргументированного объяснения, однако является хорошим опознавательным признаком для генетической характеристики пород.

Вторым признаком устьевых баров является характер градиентной слоистости. Каждый цикл начинается поступательной регрессией, максимум которой сопровождается накоплением наиболее крупнозернистого песчаного материала,



видами течений: разрывных, сгонно-нагонных, приливно-отливных. В пределах шельфа формируется волноприбойный фациальный пояс, размеры и состав которого зависят от размера бассейна, рельефа дна и гидродинамического режима водной массы. По энергии транспортирующей среды он разделяется на обломочную, иловую и застойную фациальные зоны. Разрушение волн на морском мелководье сопровождается интенсивным размывом и интеграцией донных осадков, массовым взвешиванием песчаного материала, который затем перемещается в сторону моря сгонными и разрывными течениями. В пределах наиболее мелководной волноприбойно-обломочной фациальной зоны происходит образование плащеобразных покровов песчано-алевритовых отложений [18, 25, 27].

Волноприбойная обломочная субформация может быть представлена гравийно-конгломератными породами, характерной особенностью которых является то, что галька и гравий "плавают" в промежуточной песчано-алевритовой массе, не соприкасаясь друг с другом. Породы эти обычно сильно известковистые. Чаще описываемая субформация слагается хорошо отсортированными известковистыми песчаниками, как правило кварцевыми, либо олигомиктовыми. Характерен плавный гранулометрический переход в подстилающие карбонатно-глинистые породы волноприбойной иловой субформации. С увеличением глинистости возрастает содержание конкреционных и рассеянных карбонатов, величина коэффициента отсортированности и уменьшается медианный размер зерен [25, 27, 29].

Отложения пляжей характеризуются преобладанием средне- и мелкозернистых хорошо отсортированных кварцевых, либо детритовых песчаников с примесью гравия, мелкой гальки, детрита [27, 29]. Кварцевые и детритовые песчаники пляжей имеют хорошие емкостные и фильтрационные свойства ( $K_{п} = 15:25\%$ ), что проявляется на диаграммах каротажа классическими признаками хороших коллекторов: отрицательной аномалией спонтанной поляризации (при  $\rho_{ф}/\rho_{в} > 5$ ), однородной зоной проникновения (низкая степень расчлененности кривой МБК), средней и низкой радиоактивностью пород ( $I_{\gamma} = 3:5$  мкР/ч), неглубоким проникновением фильтрата буровой жидкости в пласты (до 1,5-2 м). Если при подобной характеристике песчаника по комплексу ГИС наблюдается большая протяженность по простиранию и переход его вквост простирания в фазию с явно выраженными чертами континентального происхождения, это является доказательством пляжного генезиса породы.

Явными признаками пляжного типа характеризуются детритовые карбонатные песчаники нижнего палеоцена в Крыму.

По керну это хорошо отсортированные породы, состоящие из мелких частиц карбонатов, окатанных, с низкой глинистостью, высокой (20-25%) пористостью и проницаемостью. Мощность песчаных карбонатов изменяется в широких пределах от 10 до 50 м, протяженность их большая, охватывает северо-западную часть Тарханкутского полуострова и распространяется на территорию Черного моря. По диаграммам каротажа можно судить о хорошей сортировке зерен (слабая расчлененность кривой МБК,  $D_{ср} \approx 0,4$  мм), ей свойственны характерные кривые бокового каротажного зондирования с понижающим (в случае нефтегазонасыщения) и повышающим (при водонасыщении) проникновением как для классических кварцевых песчаников, низкая радиоактивность. В случаях, когда сопротивление фильтрата глинистого раствора больше, чем пластовой воды, что обычно бывает в скважинах на континенте, отмечается отрицательная аномалия потенциалов поляризации более 50 мВ.

Выше по разрезу залегают алевриты, глины низкого сопротивления, средней дисперсности, явно прибрежно-морского происхождения. Характерной чертой описанных пород является постоянство параметров по латерали.

Следует отметить, что только по каротажной характеристике пляжные отложения трудно отличать от волноприбойных баров. Локальные песчаные тела (бары, косы, отмели) формируются в случае расчлененности рельефа морского мелководья (наличие конседиментационных локальных поднятий на изолированных приподнятых участках дна) за счет длительного волнового отмучивания первично слабо дифференцированного материала, либо перемыва ранее отложившихся зернистых осадков [25, 26, 27]. С точки зрения состава и свойств пород волноприбойные бары в отличие от устьевых характеризуются хорошей сортировкой и окатанностью зерен, низким содержанием алевро-пелитовой компоненты.

Баровые песчаники по данным геофизических исследований скважин могут быть опознаны по следующим признакам: низкой степени дифференциации кривых каротажа (МБК,  $I_{\gamma}$ , ПС,  $\Delta T$ ), свидетельствующих о сравнительной однородности гранулометрического состава пород; средний диаметр зерен около 0,3-0,2 мм, что предопределяет равномерное и достаточно глубокое проникновение глинистого раствора в пласты. Этим пластам, в результате хорошей окатанности и сортировке зерен, свойственны высокие пористость ( $K_{п} = 20:25\%$ ) и проницаемость, что сопровождается большими депрессиями кривых потенциалов поляризации. Радиоактивность песчаных пород низкая (2-4 мкР/ч). Алевритов и глин в напластовании мало.

На большом протяжении по длине бара постоянство литологии сохраняется, но по ширине происходит смена пород на песчано-алевро-глинистые разности.

Мелководно-морским отложениям открытого шельфа характерен парагенез обломочных, органогенных и хемогенных пород [25, 26, 27]. Песчаники обычно мелкозернистые, хорошо отсортированные, глинистые, карбонатные. Им свойственны постепенные переходы от песчаников к алевролитам и глинам.

Разрез мелководного шельфа изучен нами на материалах керны и каротажа скважин, вскрывших верхнекембрийские отложения северной части Вольно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы. По данным керны разрез представлен мелкозернистыми песчаниками, иногда с прослоями среднезернистых, алевролитами и аргиллитами. Песчаники кварцевые с примесью полевых шпатов, количество которых уменьшается вверх по разрезу, зерна породообразующих минералов плохо- или среднеокатанные. Многочисленные исследования акцессорных минералов, фауны, условий залегания привели к заключению о мелководном (открытого моря) генезисе отложений (А.В. Хижняков, 1976 г.). По каротажной характеристике эти породы резко отличаются от описанных выше следующими показателями: глубиной (более 8 м) зоной фильтрации, фиксируемой зондами БКЗ, которая является следствием тонкозернистости ( $D_{\text{ср}} \leq 0,15$  мм) и хорошей сортировки зерен. В результате кривые бокового и микробокового каротажа в интервалах залегания песчаников почти не дифференцированы подобно, как и кривые ГК и АК ( $\xi_D \approx \xi_Y \approx \xi_{k_{\text{п}}} \approx 1$ ). Глинистость в песчаном пласте рассеянная, следовательно кривые гамма-метода и  $\Delta T$  не расчлененные, или слабо расчлененные. Отличительной особенностью песчаников является пониженная пористость ( $K_{\text{п}} = 8-12\%$ ,  $K_{\text{пр}} = 10-100 \cdot 10^{-15}$  мкм<sup>2</sup>).

Глины мелководного открытого шельфа представлены тонкодисперсным материалом, что отражается на показаниях всех видов электротометрии низкими (до 3 Ом·м) значениями удельного электрического сопротивления, и естественной радиоактивности (8-10 мкР/ч). Постепенные переходы глин в алевролиты, и затем, в песчаники создают расплывчатые границы пластов. Песчаность сообществ пород не превышает 30%.

## 2.3. РИФЫ

Основными показателями, которыми пользуются геологи при опознании древних рифов, являются остатки, а вернее, следы рифостроящих организмов в карбонатной породе. При разделении территории развития подобных пород на фациальные зоны широко используются такие характеристики, как минеральный состав, структура, текстура карбонатов, и, естественно, их соотношения в геологическом разрезе.

Из перечисленного геологического арсенала методами геофизических исследований скважин возможно определять состав, структуру карбонатных пород, текстуру породных ассоциаций. Кроме того, диаграммы каротажа несут непрерывную информацию по вертикальному разрезу, что позволяет с большой детальностью проследить палеоседиментологические процессы образования рифогенных комплексов во времени. Это дает возможность изучить геофизические показатели для разных фациальных зон и сформировать критерии, позволяющие их диагностировать по данным ГИС.

В основу подобных разработок положен комплексный анализ геологических и скважинных геофизических данных хорошо изученного бурением рифогенного комплекса верхней юры Вильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба. Хорошая освещенность керном и большое число квалифицированных петрографических исследований, а также качественные материалы каротажа позволили увязать показатели скважинных геофизических исследований с геологическими и разработать количественные критерии определения фациальных зон рифогенных комплексов по данным ГИС.

Ниже приводится аргументация возможности использования скважинных геофизических исследований для седиментологического анализа рифогенных образований.

### 2.3.1. Влияние состава и структуры карбонатных пород на геофизические показатели

Некоторые исследователи группируют карбонатные породы по химическому составу, а именно по соотношению весовых содержаний Са и Mg. Они выделяют семь различных форм СаСО<sub>3</sub> и MgСО<sub>3</sub> [16]. Из них наиболее встречаемыми являются кальцит, арагонит, доломит, магнезит, твердые растворы кальцита и доломита, содержащиеся в скелетных частях организма.

Примеси других минералов в карбонатных породах обычно не превышают 10%. К ним относятся обломочные либо аутигенные кристаллы полевого шпата, халцедон, пирит, и др.

В связи с близостью физических, в том числе оптических свойств, кальцит, доломит, магнезит трудно различать даже под микроскопом без привлечения более точных аналитических определений. Отсюда следует, что в ряду известняк - магнезиальный известняк - доломит - глина могут различаться по физическим свойствам прежде всего породы, содержащие разное количество глинистой компоненты. Как будет показано ниже, это имеет определяющее значение при седиментологическом анализе.

В результате существенной разницы удельных электрических проводимостей карбонатных и глинистых минералов, количественное содержание глинистой компоненты в известняках и доломитах можно определить, используя формулу Максвелла [10]. Так, при фиксированной пористости карбонатной породы, например 1%, ее относительное сопротивление  $P_{\text{п}} = \rho_{\text{п}} / \rho_{\text{в}} = 12000$ , а при сопротивлении пластовой воды  $\rho_{\text{в}} = 0,1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ , сопротивление породы составляет  $1200 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ . Для глинистых частиц свойственные значения  $\rho_{\text{г.гл}} = 2,5 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ . Пользуясь формулой, описывающей зависимость проводимости системы, состоящей из разных сопротивлений при последовательном включении проводников, можно вычислить, какое влияние на проводимость известняков оказывает то или иное количество глинистой составляющей, что дает возможность использовать методы электрометрии для оценок степени глинистости карбонатов.

Известно, что присутствие глинистой компоненты меняет также естественную радиоактивность пород по закону, близкому к экспоненциальному [6, 10]. Это позволяет применять метод гамма-каротажа для определения концентрации глин в карбонатной породе.

И, наконец, глинистые частицы содержат большое количество связанной воды, что отражается на изменении показаний вторичной гамма-активности.

Таким образом по трем методам каротажа, фиксирующим разные свойства карбонатной породы, можно независимо определять степень ее глинистости.

В природе встречаются известняки белого, темно-серого, зеленоватого, бурого, желтого, голубого и черного цветов [16]. Серую окраску известнякам придает примесь глинистого материала или органического вещества; зеленоватую - примесь глауконита или тонкодисперсных минералов закисного железа; черную - битуминозность.

Присутствие перечисленных примесей, характеризующих обстановку осадконакопления или последующие процессы эпигенетических преобразований карбонатных пород, изменяет их

физические свойства. Так примесь глауконита, окисного или закисного железа в количествах более 10% снижает удельное электрическое сопротивление известняков на 10-15%. При этом неизменными остаются другие геофизические параметры ( $I_{\gamma}, I_{\text{п}}$ ), что позволяет выявлять причину снижения  $\rho_{\text{п}}$  известняков. Повышенная битуминозность увеличивает сопротивление, естественную радиоактивность до аномальных величин (20 мкР/ч) и снижает показания на кривых НГК. Это также создает необычную картину соотношений параметров и позволяет разгадать их природу.

Таким образом, геофизическая характеристика карбонатных пород определяется не минеральным составом карбонатной компоненты, а количеством различных примесей, из которых основную роль играют глинистые, железистые и эвапоритовые минералы. Присутствие этих примесей создает в карбонатном разрезе дифференциацию кривых электрометрии и радиометрии (ГК и НГК) и других видов каротажа, что позволяет при прочих равных условиях, о которых будет сказано ниже, выявлять показатели условий седиментации по комплексу ГИС.

Вторым важным фактором, определяющим физические свойства карбонатных пород, является их структура. Структуры древних рифогенных комплексов - это результат первичных седиментологических процессов (первичные структуры), и последующих диагнеза и литификации, образующих вторичные структуры. Чаще всего развиты как первичная, так и вторичная структуры, и грань между ними иногда очень трудно определить даже методами тончайших петрографических исследований. Геометрия и размеры порового пространства столь разнообразны, что практически не поддаются классификации.

Для того, чтобы уяснить влияние структурных особенностей пород на скважинные геофизические поля, необходимо представить хотя бы в общих чертах процессы образования первичных и вторичных структур, а также их влияние на формирование первичной и вторичной пористости карбонатов.

*Структуры органогенных построек* (рифов) состоят из материала основной массы и заполнения полостей. Основная масса образуется секреторным путем. К организмам, способным воздвигать известковые постройки, относятся кораллы, водоросли, мшанки и др. Тонкий материал, оседающий в месте роста рифа в виде арагонитовых иголок 2-4 мкм, создается водорослями или выпадет в результате химических реакций и как микропланктон, а также как мельчайшие обломочные карбонатные зерна. Одновременно идет разрушение известковых скелетов и раковин путем абразии, что дает многочисленные алевроитовые, песчаные, гравийные частицы с широким

Т а б л и ц а 3

Классификация обломочных карбонатных пород по гранулярному составу (по Лейтону и Пендкестеру, 1950 г.) и их геофизическая характеристика при насыщении водой ( $\rho_{в} = 0,1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ).

Размер зерен, мм	Класс породы	$K_{п}, \%$	Геофизическая характеристика		
			$\rho_{вк}, \text{ Ом} \cdot \text{м}$	$\Delta I_{пу}$	$\Delta T_{мкс/м}$
8,0-2,0	Брекчии и конгломераты	15	4,5	0,6	200
2,0-1,0	Грубозернистая	15,0-10,0	4,5-10	0,6	200
1,0-0,5	Крупнозернистая	10,0-5,0	10-45	0,7	180
0,5-0,25	Среднезернистая	5,0-2,0	45-300	0,8	170
0,25-0,12	Тонкозернистая	2,0-1,0	300-1000	0,85	165
0,12-0,06	Очень тонкозернистая	1,0-0,7	1000	0,9	160
0,06-0,004	Микрозернистая	0,7-0,5	1000	0,95	155
0,004-0,001	Криптозернистая	0,5	1000	1	150

спектром форм (биофрагменты). Все это создает большое разнообразие первично-осадочных структур, трудно поддающихся систематике. Пример одной из многочисленных классификационных схем приведен в табл. 3.

Органогенные (рифовые) известняки также подвержены перекристаллизации. Наиболее интенсивно этот процесс происходит в караллах, моллюсках, фораминиферах; наиболее устойчивыми являются красные водоросли. В конечном продукте перекристаллизации - кристаллическом известняке - сохраняются только контуры или структурные особенности, указывающие на органогенное происхождение породы. Вот почему так сложно определить контуры распространения древних рифов по дискретной керновой информации.

В ископаемых рифогенных образованиях встречаются структуры известняков (доломитов), состоящие из плотно упакованных остатков организмов, открытые структуры, состоя-

щие только из контактной массы, а также так называемые межчастичные структуры, когда пространство между остатками организмов заполнено микритом, обломочным органогенным материалом, комками, пеллетами и другими интраформационными обломками.

Ядро рифа - наиболее экологически чистый участок шельфа, поэтому глинистые осадки здесь практически отсутствуют. Следовательно, основной фактор, затрудняющий определение структуры породы, - глинистость - не влияет на показания ГИС.

Первичные структуры в ядре рифа можно определить достаточно однозначно по изменению удельного электрического сопротивления, вторичной гамма-активности и  $\Delta T$ .

В случаях плотно упакованных остатков организма и заполнения пространства между ними микритом, обломочным органогенным и другим материалом кривые сопротивлений,  $I_{пу}$ ,  $\Delta T$  совсем, либо слабо дифференцированы, значения этих параметров достигают предельных величин для плотных известковых пород.

В практике наших работ, а также судя по описаниям иных авторов, ядра древних рифов имеют преимущественно такую характеристику по данным ГИС.

Открытые структуры, состоящие только из контактной массы, либо из неплотных прилегающих раковин, характеризуются большой пористостью, достигающей 30%. В некоторых регионах известны нефтяные резервуары в известняках, сложенных преимущественно обломками листовидных известковых водорослей [16, 25].

В случае открытых структур, образующих пористость породы, близкую к гранулярной, удельное электрическое сопротивление и интенсивность вторичной гамма-активности зависят от сообщаемости поровых каналов. В этих случаях возможны следующие варианты сообщения пор: полная гидродинамическая сообщаемость, когда 90% пор соединены каналами; частичная гидродинамическая сообщаемость, когда часть пор соединена каналами, а часть полностью изолирована.

В первом случае порода является коллектором, способным фильтровать через поры жидкость или газ. Геофизические параметры отражают степень пористости, проницаемости, нефте-, газо-, водонасыщение практически так же, как и в терригенных породах.

Если в объеме пласта часть пор, либо все поры изолированы, на комплексе ГИС появляется аномалия в виде резкого снижения пористости, определяемой по сопротивлению (МБК) по сравнению с  $K_{п}$ , определяемому по нейтронному гамма-карота-

жу. Зачастую пласты с подобной геофизической характеристикой ошибочно принимают за продуктивные.

Наиболее распространенной вторичной структурой ядра рифа является карст. Зоны карстования по комплексу ГИС отличаются по резкому снижению удельного электрического сопротивления на кривых МБК и БК, а также снижению значений  $I_{ny}$  и некоторому (незначительному) росту  $\Delta T$ . Такие зоны карста обычно четко видны на фоне однородной по всем диаграммам каротажа картины практически не глинистых ( $I_y < 2$  мкР/ч) карбонатов высокого сопротивления.

К пористости вторичного происхождения относится также пористость доломитов, возникающая в результате замещения молекулы Са в кальците молекулой Mg, отчего объем породы уменьшается на 12-13%. Если порода впоследствии не подвергалась уплотнению, ее пористость может быть высокой (сахаровидные доломиты). Сахаровидные доломиты по кривым каротажа почти не отличаются от высокопористых обломочных терригенных пород. Это объясняется тем, что поры, возникающие в процессе доломитизации, равномерно распределены по породе и имеют хорошую сообщаемость. В результате удельные электрические сопротивления изменяются по радиусу пласта в зависимости от его насыщенности углеводородами или водой и по кривым бокового каротажного зондирования рисуются выположенная и приподнятая форма. Нейтронный гамма-картаж соответствует водонасыщению (пористости) и только изменение величины интервального времени от емкости породы имеет другую, отличающуюся от терригенных пород, закономерность: угол наклона кривой зависимости  $\Delta T = f(k_n)$  для карбонатных пород существенно меньше, чем для терригенных.

Обломочные известняки возникают механическим путем в результате транспортировки, абразии, сортировки и отложения материала. Этот материал обычно называют детритом. Течения и волнения моря вымывают тонкий осадок, образуя песчаные и грубообломочные осадочные отложения в открытых мелководных шельфах, которые иногда нагромождают скопления карбонатного песка и гравия, приливные дельты, бары и т.п. Подобно терригенным отложениям, для обломочных карбонатных пород также применяется классификационный признак - гранулометрический состав (см. табл. 3).

Для структурной классификации применяют весьма важный показатель - отношение содержания зерен к содержанию микрита ( $IMR$ ), с помощью которого можно обозначить промежуточные по составу разности известняков: ( $IMR > 1$ ) порода содержит более 50% зерен), ( $IMR \approx 1$ ) (примерно равное коли-

чество зерен и микрита) и  $IMR < 1$  - в породе преобладает микрит. Отношение зерен к микриту связывают [16] с силой действия волн и течений, а следовательно, с интенсивностью гидродинамического режима. В подвижной и умеренно подвижной среде это отношение равно 9/1; в слабо подвижной и временно подвижной среде  $IMR \approx 1/1$ , а в спокойных водах осаждаются преимущественно микрит и только 10% зерен.

Известково-илистая основная масса в известковых песках и частицы известкового ила могут подвергаться селективному растворению, способствующему образованию вторичных пустот.

В процесс литификации входит осаждение цемента в первичных, либо вторичных порах. Цемент обычно нарастает в виде чистых кристаллов в направлении от поверхности зерен к центру поры. Иногда выросшие кристаллы не полностью занимают поровое пространство, образуя друзовые оторочки [35]. В зависимости от степени этого заполнения и формируются коллекторские свойства пород. Первичные поры могут находиться внутри окаменелости, между ними и их обломками, пеллетами, оолитами, между кристаллами, например, известны высокопористые ( $K_n \approx 20\%$ ) оолитовые известняки и ракушечники. К первичной пористости относят также трещины усадки.

Вторичная пористость - это либо результат растворения и увеличения размеров первичных пор, либо поры, возникшие в результате растрескивания пород. Процессы растворения происходят в результате просачивания грунтовых вод, содержащих углекислоту и слабые органические кислоты, растворяющие известковые породы. Особенное влияние на эти процессы имеет степень трещиноватости пород. Первоначально процессы растворения проходят по трещинам отдельности, расположенным почти вертикально, затем распространяются по трещинам напластования, что в конечном результате образует сложную систему водопропускных каналов. Обычно поры растворения приурочены к поверхностям несогласия, т.е. к древним эрозионным поверхностям.

Перекристаллизация первоначального карбонатного осадка происходит как в мелкозернистых, так и в крупнозернистых разностях либо полностью, либо частично, причем процессы перекристаллизации, как показывают наблюдения [35], более интенсивны там, где выше первичная проницаемость.

Высокой пористостью могут обладать карбонатные отложения, сложенные отсортированными частицами песчаных и галечных размеров, оолитов, пеллет. Эти отложения бывают аллохтонными и автохтонными.

Известняки обломочного происхождения, состоящие пре-

имущественно из продуктов разрушения рифа, опознаются по комплексу ГИС по низким значениям естественной радиоактивности. Подобно описанным выше биохемогенным образованиям их структурные особенности проявляются на диаграммах сопротивлений, вторичной гамма-активности и  $\Delta T$  в зависимости от размера составляющих породу зерен, а также степени их цементации.

Используя зависимости основных геофизических параметров: удельного электрического сопротивления, вторичной гамма-активности, интервального времени от пористости пород и допуская, что пористость соответствует гранулометрическому составу слабосцементированных известняков, можно предложить схему определения структуры, а значит и пористости обломочных карбонатов по данным ГИС (см. табл. 3). Безусловно, приведенные в таблице цифры показывают порядок значений геофизических параметров, тем не менее предложенная градация позволяет, во-первых, объяснить причину дифференциации кривых каротажа при отсутствии влияния минеральных примесей, во-вторых (и это главное), выявить в разрезе обломочные карбонаты, что является показателем их генетической природы: биохемогенным отложениям и ядру рифа не свойственны подобные диапазоны колебаний геофизических параметров.

### 2.3.2. Геофизические критерии выделения фациальных зон рифогенных образований

Приведенный выше совместный анализ влияния различных факторов, таких как компонентный состав, структура, пористость, гидродинамика на геофизические параметры, формирующие кривые каротажа, позволил разработать критерии для распознавания фациальных зон в пределах рифогенных комплексов по данным ГИС.

За основу принята схема распределения фаций Дж. Л. Уилсона [35].

Количественные геофизические критерии представлены в виде восьмилучевой диаграммы (рис. 21). Каждый из восьми лучей соответствует какому-либо геофизическому параметру:  $R_{BK}$ ,  $R_{MBK}$ ,  $\Delta I_{\gamma}$ ,  $\Delta \gamma$ ,  $d_c$ , один - структурному и один - текстурному коэффициентам. Геофизические параметры градуированы в общепринятых единицах. За структурный показатель принята пористость, которая тесным образом связана со структурой известняков. Текстурой комплекса ( $T_k$ ) отложений названа степень дифференциации кривых бокового каротажа, характеризующая переслаивание литотипов, либо известняков с раз-

ной структурой. Количественно  $T_k$  выражается как отклонение максимальных и минимальных значений сопротивлений от среднего и условно делится на четыре класса: при  $T_k \approx 1$  текстура пачек изотропная; при  $1 > T_k > 0,75$  - слабо анизотропная; при  $0,75 > T_k > 0,25$  - средне анизотропная; при  $T_k < 0,25$  - сильно анизотропная.

Значения каждого из геофизических параметров даны в виде средневзвешенных по мощности, при этом выделены возможные интервалы встреченных значений в практике наших работ и в литературе.

Внизу чертежа (см. рис. 21) даны литологические колонки и показаны типовые каротажные характеристики с учетом структурных и текстурных особенностей пород.

Рифогенный фациальный комплекс Дж. Л. Уилсон разделен на десять поясов.

1. Бассейновые фации - осадки отлагаются в погруженной области шельфа, карбонатов мало, преобладают глины и остатки отмершего планктона. Известняки от средне до сильно глинистых, криптокристаллические (пелитоморфные).

По комплексу ГИС разрез характеризуется увеличением диаметра скважины, преобладанием низких удельных электрических сопротивлений, высоких значений  $I_{\gamma} > 8$  мкР/ч и  $\Delta T = 230$  мкс/м (глинистые породы). Пористость карбонатных глин составляет 5-10%, текстура комплекса слабо анизотропная.

2. Шельфовый пояс объединяет отложения преимущественно микрозернистых средне глинистых известняков и мергелей. Разрез слабо анизотропный, достаточно высокого сопротивления с большим диапазоном изменения  $R_{BK}$  от 150 до 75 Ом\*м,  $\Delta T$  от 180 до 210 мкс/м (за счет глинистости). Пористость известняков - первичная (5-8%), вторичная пористость в виде трещин или карста мало вероятна из-за высокой степени глинистости.

3. Фации края впадины формируются у подножья карбонатного шельфа за счет сноса с него материала. Осадки сформированы в условиях хорошей циркуляции воды, насыщенной кислородом с нормальной морской соленостью. Здесь отлагаются известняки типа пакстоуна (карбонатный ил с перлами, опирающимися друг на друга), грейнстоуна - кристаллы песчаного размера. Глинистость известняков несколько меньше, что приводит к росту их сопротивления,  $I_{\gamma}$ , снижения  $\Delta T$  (рис. 22). Структура известняков криптокристаллическая, иногда встречаются прослои с "алевритовым" размером зерен, однако плотность высокая, пористость менее 5%. Текстура слабо анизотропная.



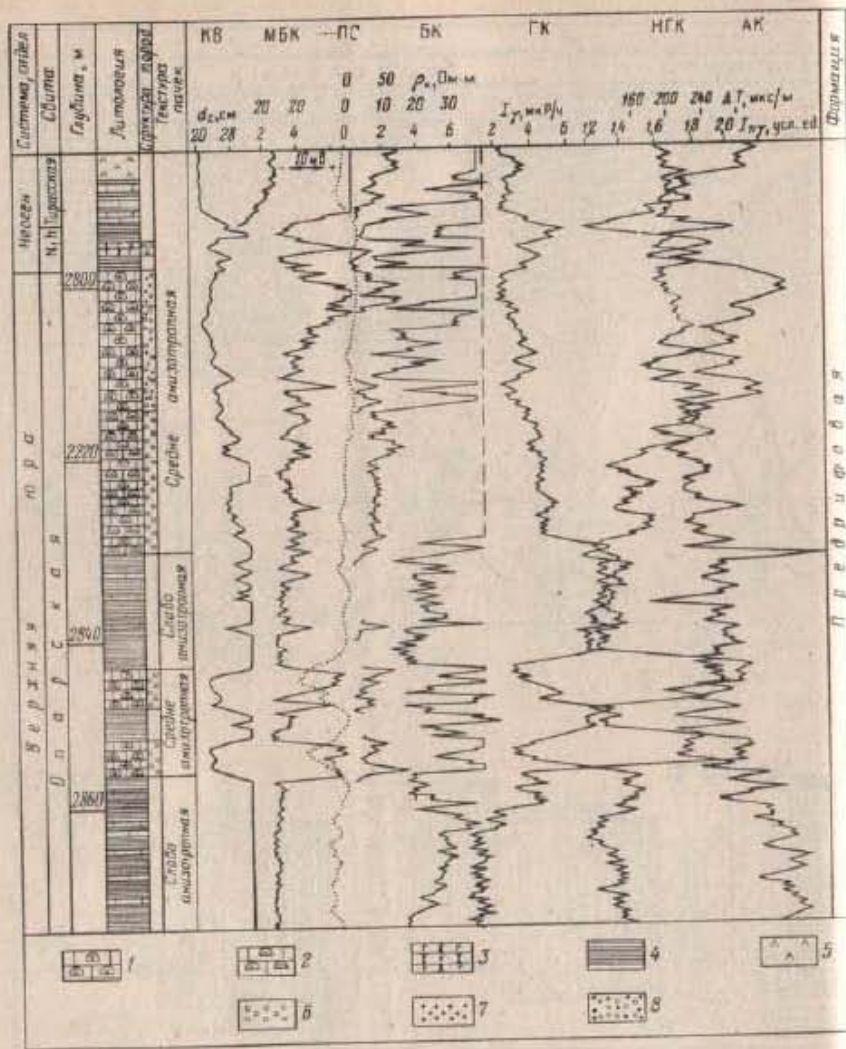


Рис. 22. Геофизическая характеристика предрифтовой (край впадины) фации (скв. 1 Глуховской площади).  
Породы: 1 - известняк обломочный, 2 - известняк глинистый, 3 - песчаник глауконитовый, 4 - аргиллит, 5 - ангидрит; структура пород: 6 - песчаная, 7 - алевритовая, 8 - песчано-алееритовая

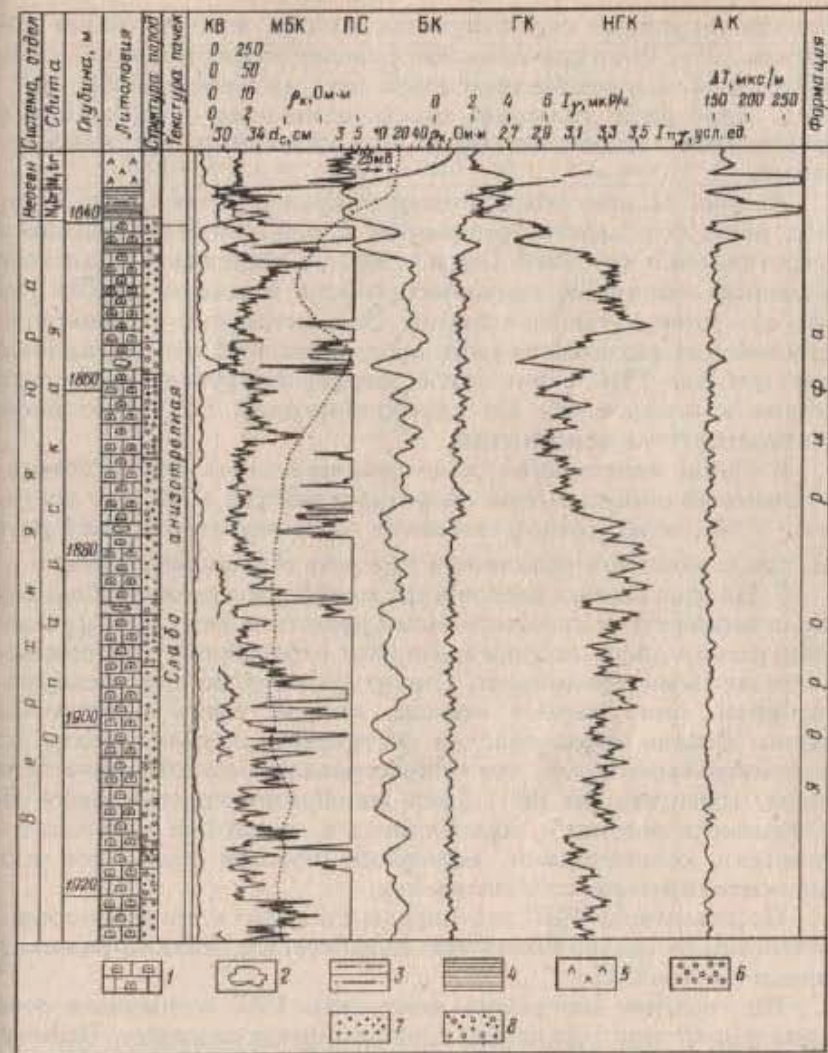


Рис. 23. Геофизическая характеристика фации предрифтового склона карбонатной платформы (скв. 1 Росовской площади).  
Породы: 1 - известняк обломочный, 2 - карст, 3 - алевролит, 4 - аргиллит, 5 - ангидрит; структура пород: 6 - песчаная, 7 - алевритовая, 8 - песчано-алееритовая

стняков сохраняют первичную пористость, которая может достигать 10%. Текстура комплекса средне анизотропная. Пояса от 1-го до 4-го представляют собой зону предрифовой фации.

5. Ядро рифа включает только один пояс - рифовый. Он представлен захороненными *in situ* органогенными образованиями.

На рис. 24 дана геофизическая характеристика ядра древнего рифа без карстообразования. Очень плотные высокого сопротивления (до 1000 Ом·м и более) известняки, высокие значения вторичной гамма-активности и низкие ( $\Delta T \approx 150$  мкс/м) - интервального времени. Отличительные особенности: естественная радиоактивность не превышает 2 мкР/ч, кривые всех методов ГИС очень слабо дифференцированы, текстура близка к изотропной. По характеристикам ГИС ядро рифа диагностируется однозначно.

В случае карстования, известнякам в зонах карста отвечают очень низкие значения сопротивлений (на МБК они достигают 5-10 Ом·м), резкое снижение  $I_{\gamma}$  и незначительный рост  $\Delta T$  при стабильной величине естественной радиоактивности.

6. Пояс волновых песков края платформы сложен обломочными зернистыми диакластовыми известняками - продуктами разрушения рифа, подвергавшимися переработке прибрежными волновыми процессами. Структура известняков гравийно-песчаная, они слагают отмели, пляжи, пояса приливных баров. Осадок образовался в обстановке действия волн, ил постоянно вымывался, что способствовало высокой пористости пород, достигающей 15%. Здесь же образуются оолитовые обломочные известняки, являющиеся в отдельных случаях отличными коллекторами. Возможны прослои доломитов или доломитизированных известняков.

По комплексу ГИС это породы среднего и низкого сопротивления, со средней степенью анизотропии, низкой радиоактивностью (рис. 25).

На сводной диаграмме комплекса ГИС отложения этой зоны имеют много сходства с терригенным разрезом. Отличительной особенностью является несоответствие дифференциации кривых  $I_{\gamma}$  и  $I_{\nu}$  (последняя почти не дифференцирована).

7. Морской платформенный фациальный пояс. Это мелководная среда с приливами, заливами и лагунами, расположенными ближе к берегу. В пределах этого пояса отлагаются разнообразные обломочные карбонаты, чаще всего известковые пески, илы, биогермы. В случаях отчленения части платформы от моря образуются морские лагуны шельфа, где преобладают микрозернистые и разнотернистые известняки с обилием органических остатков (фораминифер, гастропод), водорослей. В

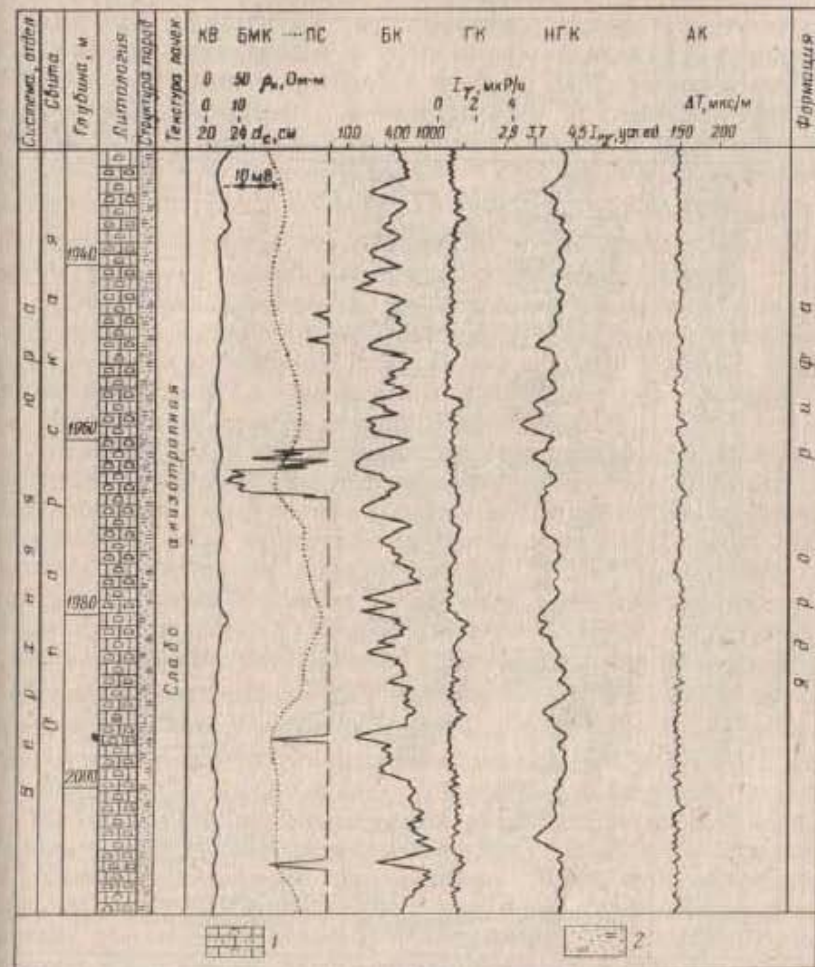


Рис. 24. Геофизическая характеристика ядра рифа (сква. 2 Мостовской площади):

1 - известняки ядра рифа; 2 - крипнокристаллическая структура известняков

случае спокойных вод образуются водорослевые шары, состоящие из светлого органического вещества и тонкого обломочного известкового ила.

Разнообразие литотипов является причиной повышенной расчлененности кривых каротажа и большого диапазона встречаемых значений геофизических параметров. Пористость колеблется от 5 до 30%,  $\rho_{BK}$  - от единиц до сотен омметров,  $\Delta T_{\gamma}$  - от 0,25 до 0,75,  $\Delta T$  - от 170 до 250 мкс/м. Только естественная

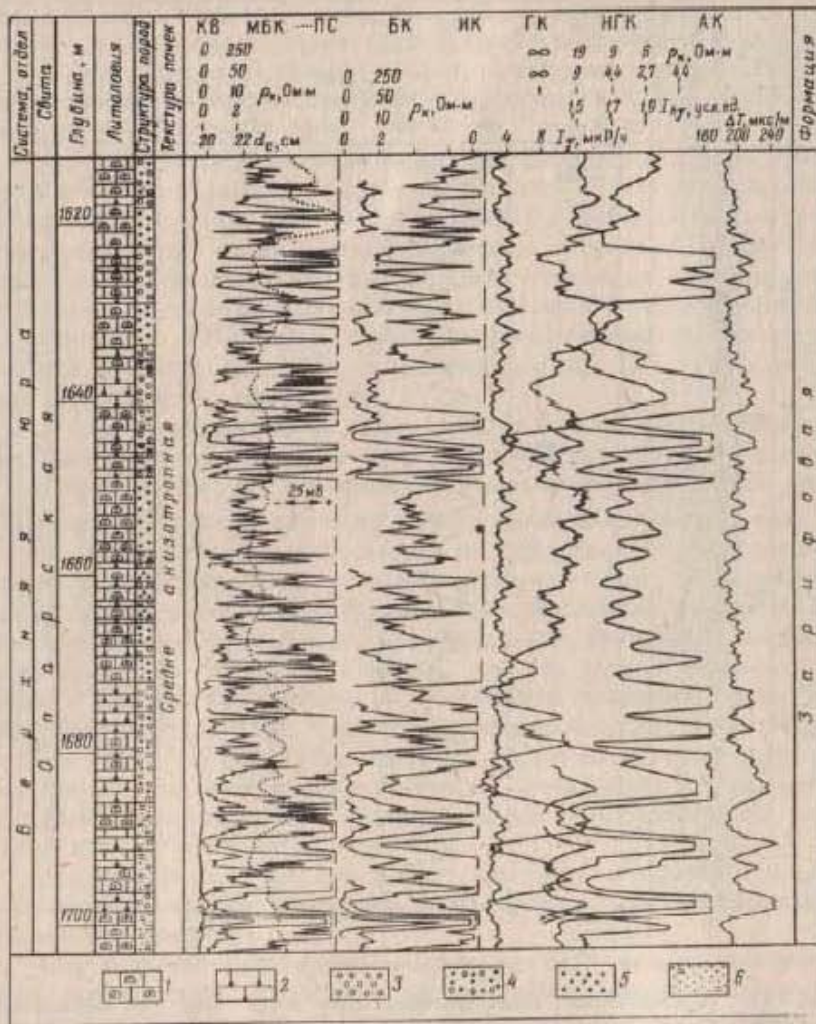


Рис. 25. Геофизическая характеристика зарифовой фации (сква. 1 Верчанской площади).

Породы: 1 - известняк зарифовой фации, 2 - известняк обломочный рыхлый; структура пород: 3 - песчаная, 4 - алеваритовая, 5 - песчано-алеваритовая, 6 - кринокристаллическая

радиоактивность остается в пределах 2-3 мкР/ч, что является одним из главных признаков рифогенной природы отложений. Текстура комплекса пород от средне до сильно анизотропной.

8. Фации ограниченной циркуляции мелководных отшнурованных бассейнов и лагун. Этот пояс сложен, в основном,

тонкозернистыми осадками, преобразованными впоследствии в плотные известняки и доломиты, реже встречаются известковые песчаники в приливных каналах и пляжах. Пористость пород колеблется от 5 до 10%, геофизические параметры варьируют в зависимости от преобладания в разрезе тонкозернистых уплотненных карбонатов ( $\rho_{БК} \geq 100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ;  $\Delta I_{\gamma} \geq 0,75$ ;  $\Delta T \leq 170 \text{ мкс/м}$ ), либо песчаных разностей ( $\rho_{БК} < 5 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ;  $\Delta I_{\gamma} < 0,5$ ;  $\Delta T \geq 250 \text{ мкс/м}$ ). Неизменной остается естественная радиоактивность  $I_{\gamma} \approx 2;3 \text{ мкР/ч}$ . Текстура пачек от слабо- до среднеанизотропной.

9. Эвапориты платформы формируются выше зоны приливов в отгороженных от моря водоемах. Необходимым условием их образования является засушливый жаркий климат. Этот фациальный пояс сложен неправильно-слоистыми ангидритами, доломитами, иногда гипсоангидритами.

По комплексу ГИС разрез высокого сопротивления, сильно анизотропный. Анизотропия образуется за счет разницы в сопротивлениях доломитов (до первой сотни омметров, особенно если они содержат вторичную пористость), и ангидритов, УЭС которых значительно превышает 1000 Ом·м. Кроме того, в периоды морских приливов образуются слои (обычно тонкие, до 2-4 м мощности) из привнесенных биокластов, а в периоды дождей - из обломочных пород, привнесенных из континента. Пористость пород низкая - 2-5%, соответственно сопротивления высокие (от 75 до 1000 Ом·м и более),  $\Delta I_{\gamma} = 0,75-15$ , скорость распространения упругих колебаний низкая ( $\Delta T \approx 150 \text{ мкс/м}$ ).

Фациальные пояса 6-9 слагают зарифовый комплекс пород.

Из приведенного совместного анализа литофаций и их геофизической характеристики видно (см. рис. 21), что каждый из девяти фациальных поясов имеет свои литологические, структурные, текстурные особенности, проявляющиеся на комплексе кривых каротажа и позволяющие их опознавать по данным ГИС. Так, по форме восьмилучевых диаграмм можно заметить, что карбонатные отложения, образовавшиеся ниже базиса штормовых волн (пояса 1-3), отличаются сравнительной однородностью, низкой пористостью, повышенной глинистостью. Они не представляют практического интереса с точки зрения поисков нефтяных и газовых месторождений.

Также однородным по комплексу ГИС представляется пояс 5 - ядро рифа: плотные, низкопористые (исключая случаи карстования), высокого сопротивления известняки, с низкой естественной радиоактивностью, свидетельствующей от отсутствия глинистой компоненты.

Склоны шельфа и особенно платформенная зарифовая

часть, находящаяся в непосредственной близости от рифа (пояса 4, 6, 7, 8) представлены большим разнообразием литотипов, что является причиной анизотропии разреза, образованной существенными колебаниями структуры пород, их пористости, а следовательно, и геофизических параметров. В этих зонах концентрируется наибольшее количество коллекторов с широким диапазоном емкостных (от 5 до 30%) и фильтрационных свойств. С этим фаціальным поясом связаны основные мировые запасы нефти и газа [16, 35].

Платформенная эвапоритовая зона (пояс 9) отличается низкой пористостью и большой анизотропией, имеет свой рисунок на восьмидичевой диаграмме, уверенно диагностируется по комплексу ГИС. Присутствие гипсов и андигритов в разрезе существенно снижает перспективы на нефть и газ этого фаціального пояса.

Таким образом, количественные геофизические критерии не только позволяют выявлять фаціальные зоны рифогенных комплексов по данным ГИС, но также определять их продуктивную значимость.

В заключение этой главы следует остановиться на степени достоверности выявления фаціальных зон в рифогенных комплексах и распознавания в их пределах фаціальных поясов по данным геофизических исследований скважин. Безусловно, степень достоверности различна для разных геологических условий.

Образ ядра рифа на сводной диаграмме каротажа, включающей все используемые нами методы, опознается однозначно. Так же однозначно определяется бассейновый предрифовый комплекс (пояса 1-3) и платформенный эвапоритовый пояс зарифовой фации. Для подтверждения диагностики достаточно несколько макро- и микроскопических анализов керна.

Что касается различия между собой остальных фаціальных поясов, вскрытых скважинами, их опознавание должно базироваться на детальных литолого-петрографических описаниях керна, анализа этих данных совместно с комплексом ГИС, выработки критериев определения литологических разностей по каротажу в каждом конкретном разрезе. Поэтому степень достоверности определений этих фаціальных поясов тесным образом связана с изученностью геологического разреза на данной территории.

## МЕТОДИКА СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДАННЫХ ГИС

Процесс восстановления условий седиментации в скважинном пересечении по комплексу геофизических исследований содержит два этапа.

Первый этап заключается в детальном расчленении разрезов на литотипы, выделении коллекторов и оценки их промышленной значимости. Выполнение этого этапа работ предусматривает: выбор рационального комплекса ГИС, по которому возможно расчленение разреза на литотипы, определение типа разрезов и литологического состава слагающих его пород; разработка количественных критериев для определения вещественного состава, структуры, текстуры пород.

Второй этап работ включает определение по данным ГИС основных показателей, характеризующих условия осадконакопления: парагенезы литотипов, структуры и текстуры сообществ пород, цикличность седиментации и др. (см. гл. 2). Основой для выявления генетических признаков является керновая геологическая информация, осмысленная совместно с показаниями кривых каротажа.

### 3.1. ВЫБОР ОПТИМАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА ГИС, ОЦЕНКА ЕГО КАЧЕСТВА И ИНФОРМАТИВНОСТИ

При выборе детализационного комплекса геофизических исследований скважин для литологического расчленения разрезов необходимо исходить из состава и свойств пород, слагающих данный разрез.

Для терригенных разрезов, состоящих из обломочных пород с редкими (менее 5%) прослоями карбонатов, не играющих существенной роли для поисков, разведки и разработки нефтяных и газовых месторождений, оптимальным является комплекс ГИС, приведенный в табл. 4. Подключение к комплексу ГИС замеров БКЗ необходимо в случаях глубоких проникновений относительно пресного ( $\rho_f > 0,1$  Ом·м) фильтрата глинистого раствора в пласты. В подобных случаях только по кривой зондирования возможно разделить пласты по водонефтенасыщению, определить УЭС водоносного пласта и его литологическую характеристику. Непременным условием проведения БКЗ является большая (более 4 м) мощность проницаемых пластов.

Детализированный комплекс ГИС для литологического расчленения разрезов

Тип разреза	Геофизические методы										Примечание
	КВ	МБК	БК	ИК	БКЗ	ГК	ГТК	НГК	АК		
Терригенный	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	БКЗ проводится в случаях: глубокого (более 4м) проникновения фильтра промывочной жидкости в пласты, а также наличие высокопроницающих минералов при условии, что мощность проницаемых пластов более 4 м
Карбонатный, хемогенный и обломочный	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	Примечание то же, что и для терригенных пород
Карбонатный, рифосенный	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	
Эвалоритовый Туфогенный	+	+	+	-	-	+	+	+	+	+	

Для карбонатных разрезов наиболее информативны методы электротометрии (МБК, БК), нейтронный, акустический, гаммакаротаж, кавернометрия. Добавление к комплексу индукционного каротажа рационально только при вскрытии пород органогенно-детритового состава, которые в случае водонасыщения солеными пластовыми водами имеют низкие УЭС (см. табл. 4).

Литологическое расчленение разреза, представленного эвалоритами, можно осуществить путем исследования скважин методами МБК, БК, ГК, НГК, АК, КВ.

Туфогенные породы исследуются таким же комплексом ГИС, как и терригенные (см. табл. 4).

Достоверность литологического расчленения разрезов в значительной мере зависит от полноты необходимого комплекса ГИС и от качества проведения измерений. Каждый из методов несет определенную информацию о вещественном составе пород и не может быть полностью заменен другим. Тем не менее, при отсутствии того или иного метода в отдельных случаях возможно решить вопрос о литотипах, встреченных в скважинном пересечении. Например, в водоносном терригенном разрезе боковой каротаж характеризует гранулометрический состав песчано-алевритовых пород наравне с МБК; кривая интервального времени в отдельных случаях дублирует кривую гаммакаротажа, если обломочные породы состоят из зерен кварца и кальций-натриевых полевых шпатов. Однако, если в песчаниках есть калиевые полевые шпаты, примеси эффузивных обломков, кривые ГК и АК ( $\Delta T$ ) не повторяют друг друга. Поэтому каждый случай отсутствия отдельных замеров в необходимом комплексе ГИС следует анализировать отдельно с точки зрения информативности методов каротажа в данном конкретном разрезе.

Применение комплекса ГИС для седиментологического анализа предусматривает высокий качественный уровень регистрации каротажных кривых. Качественными считаются диаграммы ГИС, удовлетворяющие правилам технических инструкций; информативными являются кривые, позволяющие выделить пласты мощностью  $\approx 0,4$  м.

Объективными причинами получения при каротаже некачественных материалов являются кавернозность ствола скважин и добавления в промысловую жидкость ингредиентов, влияющих на показания ГИС. Кавернозность ствола скважины при величине полостей, превышающих длину прижимного башмака приборов с прижимным устройством (КВ, МБК, ГТК), искажают замеры кривых. Поэтому на участках разреза скважин с кавернами более 5 см при интерпретации данных ГИС

показания перечисленных выше кривых игнорируются. Вводить поправки в показания кривых не рекомендуется.

Сложнее обстоит дело с добавками в промылочные жидкости, которые чаще всего не фиксируются каротажной службой. Они могут искажать отдельные интервалы каротажа скважин и вводить интерпретатора в заблуждение относительно параметров разреза. Так, добавление в глинистый раствор нескольких тонн нефти неизменно исказит показания кривых МБК и ПС; прибавление солей, содержащих ионы калия, повысит фон естественной радиоактивности. В каждом отдельном случае, при возникновении непонятных и необъяснимых с точки зрения вещественного состава пород аномалий, на кривых каротажа, необходимо проверять добавки, вводимые при бурении в промысловую жидкость. Некачественные диаграммы (либо участки диаграмм), искажение которых вызвано перечисленными выше причинами, либо плохим качеством проведения каротажа, должны отбраковываться при приемке материалов и не могут быть использованы для литофациального анализа. Однако нередко некачественными считаются диаграммы ГИС, которые дают отклонения, не увязывающиеся с общепринятым пониманием геофизических характеристик пород. Чаще всего это происходит в диаграмме МБК. Причиной этому является часто наблюдаемая неповторяемость во времени кривых МБК, что служит поводом недооценки информативности этого метода.

Известно, что зонды МБК имеют небольшую глубину исследований ( $\approx 10$  см) и регистрируют сопротивление прискважинной зоны пласта, наиболее промытой фильтратом глинистого раствора. Остаточная водо- и нефтегазонасыщенность промытой зоны являются функцией пористости, проницаемости и объема фильтрата промысловой жидкости, прошедшего через пласт до момента замеров, проведенных МБК, а следовательно времени, прошедшего с момента вскрытия до каротажа. Отсюда и изменение значений кажущихся сопротивлений и конфигурации кривых МБК во времени. Опыты показали, что наибольшее изменение наблюдается в первые часы и дни после вскрытия среднепористых ( $k_p = 10\div 15\%$ ) пород. Стабилизация начинается спустя 5-10 сут, однако наиболее промытой (и следовательно стабильной) прискважинная зона пласта является спустя 2 мес. с момента его вскрытия. Следует добавить, что дополнительными факторами, влияющими на описанный процесс, является стабильность и свойства промысловой жидкости и глинистой корки.

Объективной причиной затруднений при определении литотипов является нефтегазонасыщенность коллекторов. Пла-

сты, насыщенные углеводородами, характеризуются повышенными сопротивлениями на кривых БКЗ, БК, ИК, иногда МБК, уменьшением амплитуды отрицательной аномалии ПС; содержание газа иногда существенно повышает величину вторичной гамма-активности, а в рыхлых отложениях и в случаях АВПД - величину  $\Delta T$ . Поэтому литофациальный анализ по данным ГИС может быть достоверным только при условии предварительного расчленения разреза по водонефтегазонасыщенности.

Необходимо коротко остановиться на вопросе стандартизации диаграмм каротажа. Методы стандартизации (по опорным пластам, по тренд-анализу и др.) уже в своей идее несут нивелировку отклонений от стандарта, а следовательно, потерю дополнительной информации о вещественном составе пород. Поэтому, для литологического расчленения разрезов необходимо использовать диаграммы каротажа, не прошедшие через искусственную стандартизацию.

По выбранному комплексу кривых каротажа строятся сводные диаграммы для интервалов изучаемого объекта в последовательности, удобной для проведения литофациального анализа. Перед построением сводных диаграмм кривые каротажа надо привязать к единой глубине. Правильная увязка кривых между собой является одним из главных условий достоверности интерпретации данных комплекса ГИС. Это особенно важно для разрезов, представленных тонким ( $h < 4$  м) переслаиванием пластов разной литологии. Ошибки в сопоставлении кривых каротажа по глубине могут быть источником крупных ошибок в интерпретации. В связи с разным весом каротажных приборов, разной растяжкой кабеля глубины залегания пластов, фиксируемые кривыми ГИС, могут отличаться на 4 м и более. Для увязки их между собой необходимо выбрать в разрезе опорные пласты с однозначной и четкой геофизической характеристикой по всем видам каротажа. Такими пластами являются: пласты глини большой мощности (более 2 м); песчаников, однородных по своему составу; известняков микритовых высокого сопротивления с низкими значениями  $\Delta T$ ; ангидритов, солей и т.п. Если в преобладающем большинстве четко выделенных пластов показания не противоречат друг другу, привязка диаграмм завершена. Несовпадающие показания комплекса ГИС свидетельствуют либо о неправильной увязке кривых между собой, либо о нестандартном, с точки зрения литологии, разрезе. В преобладающем большинстве случаев в любом нестандартном разрезе можно отыскать один-два пласта с общеизвестными геофизическими характеристиками в исследуемом интервале, выше либо ниже него, которые могут служить реперами.

Для детального литологического расчленения необходимо разделить разрез на геологические пласты. При этом следует иметь в виду, что подобное разделение по комплексу ГИС является в определенной мере условным, так как методы каротажа имеют разную расчленяющую способность по вертикали, которая близка к 0,2 м. В естественном залегании геологические слои могут иметь миллиметровые толщины. Таким образом, в промежутке между источником и приемником данного прибора (т.е. размера зонда) в процессе замера происходит сложное интегрирование значений параметров всех слоев. В англоязычной литературе это называется электропластом, что не совсем точно, если говорить о породах, измеряемых комплексом разных методов ГИС.

Под геологическим пластом будем условно понимать однородный по электрическим, радиоактивным, акустическим и другим физическим свойствам участок разреза.

Разделение разреза скважин на геологические пласты по данным ГИС требует выполнения следующих процедур.

1. Кривая бокового микрокаротажа, либо бокового каротажа разделяется на участки однородные по электрическому сопротивлению. Однородным будем считать участок разреза, значения  $\rho_{кМВК}$  в котором отличается не более, чем на 10-25%. Выделяется подошва и кровля пластов на уровне 1/3 от основания кривой.

2. По данным кавернометрии, нейтронного, акустического, гамма-каротажа проводится корректировка границ пластов. Если в пределах выделенных границ какой-либо из перечисленных методов фиксирует изменение значений геофизических параметров больше, чем на 10-25%, выделяются дополнительные границы до тех пор, пока в пределах участка толщиной, равной 1 м или более, показатели будут однородными.

Значения параметров пластов определяются как средне-взвешенные по мощности величины  $\rho_k, I_\gamma, I_n, \Delta T, d_c$  в пределах границ пласта. Средневзвешенную величину можно определять визуально.

На сводные диаграммы каротажа наносится вся имеющаяся геологическая информация: результаты анализов керна, стратиграфия, литология, данные испытания и исследования скважин, гидрогеологических исследований и др. Комплексная геологическая и геофизическая информация является основой для проведения литофациального анализа.

### 3.2. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КЕРНОВОЙ ИНФОРМАЦИИ

Фактографической основой для определения литотипов по данным ГИС является детальное исследование керна. Достоверность геофизических определений зависит от степени изученности пород. Однако, даже при большой степени изученности керна не отпадает необходимость в геофизических определениях, так как керновая информация дискретная, а геофизическая непрерывна.

Изучение литологического состава пород по керну в нефтегазоносных разрезах чаще всего проводится по следующей схеме. Макроскопическое описание керна обычно проводится дважды: первичное непосредственно при отборе керна, повторное - в лаборатории при детальном исследовании пород. При интерпретации данных ГИС первая и вторая информации являются важными, так как содержат взаимодополняющие элементы. Так, при первичном описании керна более достоверной является информация о цвете породы, последовательности литологических разностей по вертикали, контактах между ними, насыщении водой или нефтью и др. В процессе дальнейшего хранения керна эти данные обычно теряются, так как керн в лаборатории поступает зачастую не полный. Однако описание пород, поступивших из лаборатории (минеральный состав, структура, текстура породы, включения, состав цемента, морфологические и гранулометрические особенности) более достоверно. Поэтому, при интерпретации данных ГИС необходимо использовать все имеющиеся сведения о породе.

Из макроскопического описания следует обращать внимание на цвет, структуру, дополнительные включения минералов, обломочных пород, заполнители трещин и т.п. Акцессорные (дополнительные) включения минералов, обломков пород, растительных остатков могут быть причиной аномальных показаний на диаграммах ГИС и служить характерными коррелятивами.

Микроскопическое изучение пород по шлифам дает информацию о вещественном составе, размере и форме зерен породообразующих минералов, степени их вторичного преобразования, соотношении между зернами и цементом, структуре порового пространства, включениях акцессорных минералов.

Лабораторные исследования керна с целью литологической характеристики пород включают определения: размеров зерен песчано-алевритовых пород (гранулометрический анализ), степени карбонатности, минерального состава глин (рентгеноструктурный, термический анализ и электронная микроскопия), минерального состава всех литотипов (химиче-

ский анализ). В последнее время развиваются ядерно-физические методы лабораторных анализов керна и шлама, позволяющие определять элементный состав горных пород. Применение этих методов весьма важно при изучении литологии пород, так как дает достоверную фактографическую основу для литофациального анализа по данным ГИС. Методы гамма-спектрометрии естественного излучения позволяют определять концентрацию тория, урана и изотопа  $^{40}\text{K}$ . Нейтронно-активационный анализ дает возможность определять в образцах пород содержание  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Содержание кальция и железа можно установить при помощи рентгенометрического анализа на анализаторе РРК-103. Перечисленные виды лабораторных исследований керна и шлама являются экспрессными и в ряде случаев могут заменить трудоемкий химический анализ пород.

При использовании керновой информации для литофациального анализа по данным ГИС важную роль играет увязка этих двух видов информации. Привязка глубин отбора керна к диаграммам каротажа заключается в сопоставлении колонки керна с колонкой пластов, построенной по комплексу диаграмм каротажа в интервале отбора с возможным сдвигом глубины вверх или вниз на заданное число метров. Изменение глубины отдельных интервалов возможно только при дискретном отборе, при сплошном - возможен сдвиг только всей колонки на одинаковое число метров. Причиной погрешности в определении глубины первоначального залегания отобранных пород может быть ошибка в промере бурильных труб. Величина подобной ошибки редко превышает 2 м. Колебания в отметках границ пластов на разных видах каротажных диаграмм из-за различия растяжки кабеля в основном находятся в пределах  $\pm 4$  м. Поэтому допустимые отклонения глубины отбора керна от границ соответствующего ему пласта на диаграмме в общем случае не должны превышать  $\pm 6$  м. Для осуществления привязки керна к диаграммам ГИС необходимо выполнить следующее.

Во-первых, для интервала отбора керна построить литологическую колонку в вертикальном масштабе 1:200 по описаниям керна (первичным и повторным) с учетом петрографических исследований. В колонке должны быть нанесены все встреченные литологические разности пород в соответствии с выносом керна (в метрах) и оставлены пустыми интервалы, где порода не поднята. Рядом с колонкой наносятся лабораторные данные о коллекторских и физических свойствах пород.

Во-вторых, построенную колонку сопоставить по глубине со сводной диаграммой ГИС.

В-третьих, передвигая колонку вверх и вниз на 6 м провести поиск характерных пластов: глины, песчаников, известняков, которые хорошо видны на диаграммах каротажа. При этом возможны три ситуации.

1. Один или несколько пластов в керновой колонке совпадают с данными ГИС по метражу и последовательности их залегания. Можно считать, что керн привязан к каротажу удовлетворительно.

2. Ни один из кусков керна не находит места на каротаже, однако куски малые, менее 0,5 м, а на каротаже виден тонкослоистый разрез (чередование пластов разного сопротивления мощностью менее 0,4 м). Дается заключение о частичной привязке керна, а это означает, что можно характеризовать литологические разности пород по керну, но не следует сопоставлять их параметры с данными ГИС.

3. Данные керна не соответствуют показаниям каротажа, породы стандартные, их хорошо можно опознать по кривым ГИС. В этом случае можно сделать заключение об ошибке в записи глубины отбора керна.

Для дальнейших исследований можно использовать только данные керна, соответствующие первой и второй ситуациям.

Важным является вопрос о достаточном и необходимом количестве керновой информации. Преломив методику оптимизации отбора керна для оценки параметров к подсчету запасов, можно сказать, что достаточной является одноразовая освещенность керновым материалом каждой встречаемой в разрезе литологической разности пород. При этом суммарная длина керновой колонки должна равняться  $\approx 3$  м (учитывается двойная длина керна, необходимого для проведения всех видов анализов). Следовательно, необходимым и достаточным количеством керна, обеспечивающим достоверное определение литотипов по данным ГИС, является

$$S = K \cdot 3 \text{ м,}$$

где  $K$  - число литотипов, встречаемых в разрезе.

### 4.3. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ ГИС ДЛЯ ЛИТОФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА ТЕРРИГЕННЫХ РАЗРЕЗОВ

Определение условий осадконакопления по данным ГИС предполагает априорные всесторонние петрофизические исследования, выявление закономерностей изменения геофизических характеристик в связи с коллекторскими свойствами пород. Одним из основных и наиболее сложных вопросов в этом аспекте является изучение взаимосвязей пористости, глинисто-

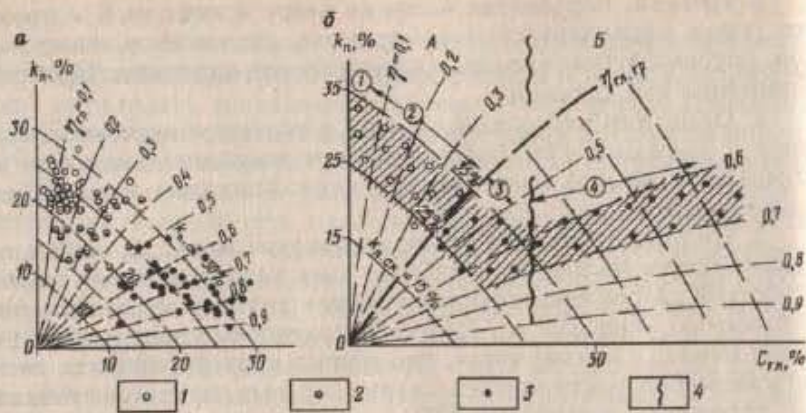


Рис. 26. Графики зависимостей пористости от весовой и относительной глинистости песчано-глинистых пород: а - расчетные, б - для реальных геологических объектов; 1 - хорошие коллекторы; 2 - средние и плохие коллекторы; 3 - неколекторы; 4 - граница между областями А и Б; цифры в кружках: 1 - очень хороший коллектор; 2 - коллектор; 3, 4 - разные области неколекторов

сти, удельного электрического сопротивления, потенциалов поляризации.

Ранее [5, 6, 7] установлено влияние массовой ( $C_{гг}$ ) и относительной ( $\eta$ ) глинистости на пористость песчано-глинистых пород. При построении графиков, иллюстрирующих закономерности, связывающие эти параметры (рис. 26), использованы формулы:

$$k_n = k_{п.п} - k_{п.гг} = \frac{k_{п.п} - C_{гг}}{1 - C_{гг}};$$

$$C_{гг} = \frac{k_{п.п}(1 - k_{п.гг})}{(1 - k_{п.п})k_{п.гг}};$$

$$\eta = \frac{k_{гг}}{k_{гг} + k_n},$$

где  $k_n$  - пористость песчаника, содержащего глинистый цемент;  $k_{п.п}$  - пористость чистого (без глин) песчаника;  $k_{п.гг}$  - пористость глин;  $k_{гг}$  - объемная глинистость, равная  $C_{гг}(1 - k_n)$ .

Расчетные графики  $k_n = (C_{гг})$  для различных  $k_{п.п}$  показывают закономерное снижение  $k_n$  с ростом  $C_{гг}$  до некоторого граничного значения

$$C_{гг.гр} = \frac{(1 - k_{п.гг})k_{п.п}}{(1 - k_{п.п})k_{п.гг}},$$

соответствующего породе, в которой все пространство между скелетными зернами оказывается заполненным глинистым материалом с пористостью  $k_{п.гг}$ . Эта порода примерно отвечает

границе коллектор - неколектор. Ей соответствуют также граничные значения:

$$k_{гг.ср} = k_{п.п}(1 - k_{п.гг});$$

$$\eta_{гг.гр} = 1 - k_{п.гг}$$

Пористость такой породы определяется выражениями:

$$k_{п.гр} = \frac{k_{п.п} - C_{гг.гр}}{1 - C_{гг.гр}}; k_{п.гр} = k_{п.п} - k_{п.гг}.$$

Области значения  $k_n (k_{п.п} > k_n > k_{п.гр})$  и  $C_{гг} (0 > C_{пг} < C_{гг.гр})$  соответствуют при заданных условиях породам-коллекторам. Задавая различными  $k_{п.п}$  получаем семейство расчетных графиков, доводя их до оси абсцисс. Соединяя на этих графиках точки с одинаковыми значениями  $\eta_{гг}$ , получим другое семейство для различных  $\eta_{гг} = \text{const}$ .

Вариации начального  $k_{п.п}$  отражают влияние следующих факторов на величину пористости пород: плотности упаковки зерен, зависящей от глубины залегания  $H$  и геологического возраста (степени эпигенетических преобразований)  $T_{геол}$ ; степени отсортированности скелетных зерен по размеру.

Очевидно, что с ростом  $H$ ,  $T_{геол}$  и ухудшением степени отсортированности зерен  $k_{п.п}$  уменьшается.

Наложение реальных точек для различных образцов или пластов из рассматриваемого геологического объекта на полученное семейство взаимно пересекающихся кривых позволяет отметить следующие основные закономерности (см. рис. 26, б). Наблюдаемое значение  $k_n = k_{п.гг}$ , отражает коэффициент пористости глин в изучаемом участке разреза, характерный для глин, расположенных на определенной глубине и имеющих определенный возраст в соответствии с известными общими законами уплотнения глин с глубиной и возрастом.

Рассмотрим литотипы, характерные для каждой из рассмотренных областей.

Литотип 1 - чистый песчаник (песок или алевролит) с  $C_{гг} = 0$  и  $k_n = k_{п.п}$ . Величина  $k_n$  зависит от степени уплотнения каркаса, степени отсортированности и окатанности зерен.

Литотип 2 - песчаник (песок), алевролит (алеврит), коллектор от хорошего до плохого с различной глинистостью  $C_{гг}$  от очень низкой (2-3%) до критической (граничной), делающей породу неколектором. Глинистость рассеяния является главным фактором изменения (уменьшения)  $k_n$  и  $k_{п.гр}$ .

Литотип 3 - песчаник, алевролит, неколектор с глинистым материалом, полностью занимающим пространство между зернами. Поскольку геостатическая нагрузка, приходившаяся ранее (при  $C_{гг} = C_{гг.гр}$ ) на каркас скелетных зерен, теперь приходится на глинистый материал, последний уплотняется,

изменяя свою пористость от величины  $k_{п.г.л}$  свободно подвешенного глинистого цемента, не испытывающего геостатической нагрузки, до минимальной  $k_{п.г.л}$ , примерно соответствующей пористости нормально уплотненной глины данного возраста, минералогии и глубины залегания.

Литотип 4 - соответствует вначале сильноглинистым песчанникам и алевролитам, а с дальнейшим ростом глинистости - песчано-алевролитовым глинам. Зерна песчаные и алевритовые "плавают" в глинистом материале и разобщены им. Глинистый материал предельно (для заданных условий) уплотнен, поэтому  $\eta_{г.л}$  и  $k_{п.г.л}$  почти не меняются, если только с ростом  $C_{г.л}$  не появляются новые факторы - изменение минерального состава глин и др.

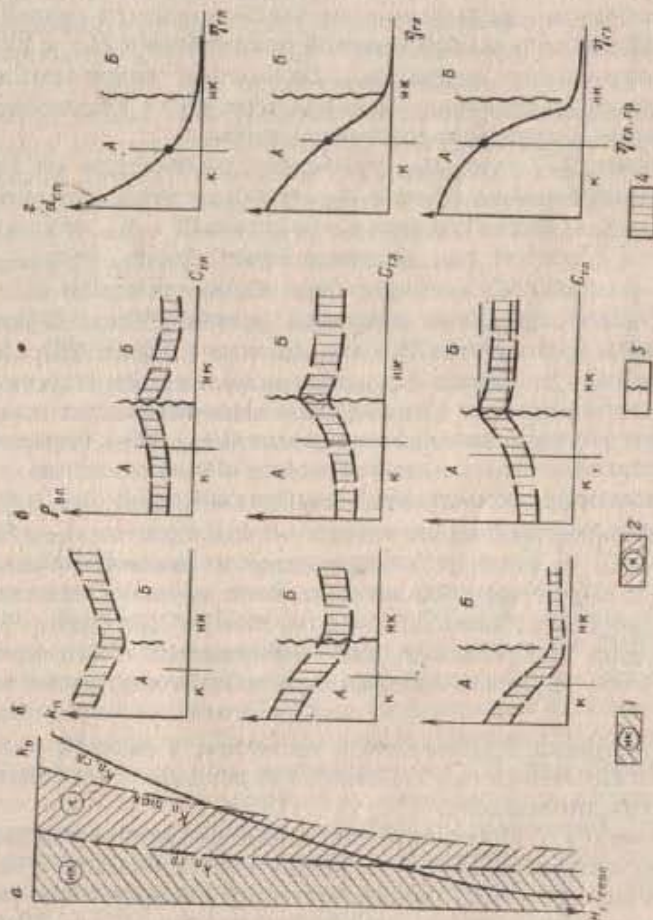
Рассмотрим, как меняется характер связи  $k_{п.г.л} = f(C_{г.л})$  в масштабе сложной комплексности факторов "глубина - геологическое время". Предпосылкой для такого анализа являются обобщенные графики изменения пористости слабо глинистых песчанников и алевролитов (коллекторов) и глин с глубиной - временем (рис. 27).

С ростом  $H$  и  $T_{геол}$  уменьшаются: максимальная (скелетная) пористость песчанников ( $k_{п.п.} = k_{п.п.макс}$ ), граничная пористость ( $k_{п.г.р.}$ ), пористость глин ( $k_{п.г.л.}$ ), но "темп" изменения  $k_{п.п.ск.}$ ,  $k_{п.г.р.}$  и  $k_{п.г.л}$  различный. Пористость глин меняется быстрее, причем для очень молодых и слабо уплотненных пород  $k_{п.г.л} > k_{п.п.}$ , затем эти значения сближаются и в широком диапазоне  $H$  и  $T_{геол}$  отличаются несущественно. На больших глубинах  $k_{п.г.л}$  становится меньше  $k_{п.п.}$ , причем различие растет с ростом  $H$  и  $T_{геол}$ . Существует зона инверсии, разделяющая области с  $k_{п.г.л} > k_{п.п.}$  и  $k_{п.г.л} < k_{п.п.}$ .

А вот что происходит со связью  $k_{п.г.л} = f(C_{г.л})$ . Для молодых и слабоуплотненных пород значения  $k_{п.г.л}$  в области А и В отличаются мало, возможны даже разрезы, где область В будет несколько выше области А. Граничные значения  $\eta_{г.р.}$  невелики (0,2-0,3), поскольку глинистый цемент очень рыхлый и достаточно небольшого количества его, чтобы сделать породу неколлектором (см. рис. 27).

С ростом  $H$  и  $T_{геол}$  зона В "погружается" интенсивнее зоны А и для условий большинства нефтегазоносных месторождений располагается ниже зоны А. Растет  $\eta_{г.л}$ , достигая для наиболее древних отложений значений 0,6-0,7, поскольку  $k_{п.г.л}$  для цемента снижается и требуется все большее количество глины, чтобы сделать породу неколлектором. Закономерно снижаются  $k_{п.п.ск.}$ ,  $k_{п.г.л.}$ ,  $k_{п.п.}$  наиболее уплотненных пород, соответствующих пограничной зоне между А и В. Граница между А и В постепенно смещается в области более низких значений  $C_{г.л}$  (см. рис. 27, б).

Рис. 27. Изменение с глубиной и геологическим временем пористости (а) и вида петрофизических зависимостей (б-г): 1, 2 - области развития коллекторов и коллекторов соответственно; 3 - граница между областями А и В



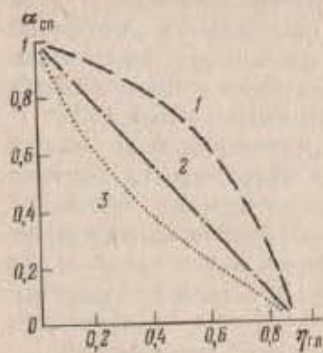


Рис. 28. Кривые связи относительной амплитуды собственной поляризации с относительной глинистостью

Рассмотрим теперь основные закономерности связей относительной амплитуды собственной поляризации  $\alpha_{сп}$  и удельного сопротивления пород  $\rho_{п.в}$  полностью водонасыщенных (водоносных коллекторов и неколлекторов) с глинистостью и пористостью с учетом изложенного выше.

Известно [7], что  $\alpha_{сп}$  наиболее тесно (если не считать приведенной емкости обмена  $q_p$  связана с относительной глинистостью  $\eta_{гл}$ . Характер связи монотонный -  $\alpha_{сп}$  закономерно снижается с ростом  $\eta_{гл}$ , достигая нуля при  $\eta_{гл} = \eta_{гл\max}$  (для данного разреза). Существуют три варианта связи  $\alpha_{сп}$  и  $\eta_{гл}$ , которые мы в свое время называли условно: Южно-Уральский (1), Западно-Сибирский (2), Сахалинский (3) (рис. 28). Переход от условий 1 к условиям 3 характеризуется ростом активности глинистого материала и снижением минерализации пластовой воды, при этом увеличивается отношение  $q_p/C_{гл}$ , характеризующее долю связанных катионов в общем балансе ионов.

Условиям 1 соответствует "выпуклая" связь  $\alpha_{сп}$  и  $\eta_{гл}$ , для нее характерны медленное изменение  $\alpha_{сп}$  с ростом  $\eta_{гл}$  в области коллекторов и быстрое с переходом к неколлекторам. Для условий 2 характерна близость связи к прямой, соединяющей точки с координатами:  $\alpha_{сп} = 1, \eta_{гл} = 0$  и  $\alpha_{сп} = 0, \eta_{гл} = \eta_{гл\max}$  с небольшой выпуклостью или вогнутостью. Темп снижения  $\alpha_{сп}$  с ростом  $\eta_{гл}$  почти одинаковый во всем диапазоне изменения  $\eta_{гл}$ .

Для условий 3 зависимость вогнутая, в области коллекторов. Темп снижения  $\alpha_{сп}$  высокий, с переходом к неколлекторам он заметно снижается.

Условия 1 - глинистый материал каолиново-гидрослюдистый, без смешаннослойных глинистых минералов. Условия 2 - глинистый материал гидрослюдистый с появлением смешаннослойных гидрослюд и монтмориллонита,  $C_v = 10:40$  г/л.

Условия 3 - глинистый материал преимущественно монтмориллонит и гидрослюда с преобладанием смешаннослойных минералов,  $C_v = 10$  г/л.

Важной особенностью связи  $\alpha_{сп}$  и  $\eta_{гл}$  является то, что основное изменение  $\alpha_{сп}$  происходит в области А, где  $\eta_{гл}$  изменяется от 0 до значений, характерных глинистым песчаникам и алевролитам с предельно уплотненным для условий изучаемого разреза глинистым материалом. В области Б изменение  $\eta_{гл}$ , а следовательно, и  $\alpha_{сп}$  почти не происходит, тогда как  $C_{гл}$  продолжает расти. Этим объясняется хорошо известный для интерпретаторов факт, что показания СП для пород с существенно различным  $C_{гл}$  (плотные глинистые песчаники и алевролиты, песчаные глины и чистые глины) максимальные и соответствуют линии глин, тогда как показания ГК в этих породах, пропорциональные  $k_{гл}$ , будут существенно отличаться.

Закономерности связи  $\alpha_{сп}$  и  $\eta_{гл}$  объясняют особенности связи  $\alpha_{сп}$  с  $k_p$  (если она существует). Связь  $\alpha_{сп}$  и  $k_p$  нередко достаточно тесная, наблюдается для тех терригенных разрезов, в которых пористость снижается с ростом глинистости. Она характерна для песчаников и алевролитов, коллекторов и неколлекторов с расслоенной глинистостью при устойчивом минеральном составе глинистого материала и мало меняющейся по разрезу минерализации пластовых вод.

Для этой связи характерно наличие трех зон: 1) область низких  $k_p$ , в которой  $\alpha_{сп}$  близко к нулю (это область Б); 2) область средних  $k_p$ , в которую входят коллекторы и неколлекторы, в этой области  $k_p$  закономерно растет с уменьшением глинистости; она соответствует большей части области А, внутри нее проходит граница коллектор-неколлектор ( $k_p = k_{п.гр}$ ); 3) область высоких  $k_p$ , в которой  $\alpha_{сп} = 1$  и практически не меняется с изменением  $k_p$ , это породы слабоглинистые и неглинистые, для которых  $k_p$  меняется, в основном, благодаря изменению степени отсортированности зерен и степени их окатанности (степень приближения формы зерен к сферической). На графике зависимости  $k_p = f(C_{гл})$  это точки, расположенные на оси ординат или вблизи нее (при  $\eta_{гл} < 0,05$ ).

Наличие третьей области и является главным недостатком методики использования ПС для определения  $k_p$  даже для тех разрезов, где имеются благоприятные условия для оценки  $k_p$  по  $\alpha_{сп}$ . Заметим, что при использовании СП для фацеального анализа надо иметь в виду, что песчаники и алевролиты с присутствием неактивного цемента (карбонатный, силикатный) соответствуют  $\alpha_{сп}$ , близким к единице, в то время как эти породы являются плотными неколлекторами. В этой ситу-

ации вырывают методы пористости - АК, НК, ГГК, микрондирование, которые позволяют однозначно отнести эти породы к неколлекторам.

Особенности связи  $\alpha_{сп}$  с  $\eta_{гг}$  для разрезов, содержащих продуктивные коллекторы с рассеянной глинистостью, а также для слоистых глинистых коллекторов рассмотрены в работе [7]. Интересно, что в слоистых разрезах наблюдаются те же три типа связей, которые установлены для пород с рассеянной глинистостью.

Рассмотрим особенности сопоставления  $\rho_{п.в}$  и  $C_{гг}$  (умышленно не используем слово "связь"). Под  $\rho_{п.в}$  подразумевается удельное сопротивление полностью водонасыщенной породы коллектора, неколлектора и глины. Обширные данные экспериментов, а также результаты расчетов, полученные в разное время Н.А. Перьковым и авторами, позволяют установить следующее (см. рис. 27, в).

Вся область сопоставления  $\rho_{п.в}$  и  $C_{гг}$  разбивается на две зоны, соответствующие рассмотренным выше зонам А и Б. Максимум  $\rho_{п.в}$  соответствует породам, приуроченным к "пограничной полосе" между литотипами 3 и 4 - ему соответствует область минимальных значений  $k_{п}$ .

В зависимости от  $H$  и  $T_{геол}$  меняется соотношение  $\rho_{п.в}$  коллекторов и  $\rho_{гг}$ . Для молодых и неглубокозалегающих пород  $\rho_{п.в}$  коллекторов и  $\rho_{гг}$  близки, возможны даже соотношения  $\rho_{п.в} > \rho_{гг}$  с небольшим различием (см. рис. 27, в).

По мере роста  $H$  и  $T_{геол}$   $\rho_{п.в}$  и  $\rho_{гг}$  растут благодаря уменьшению  $k_{п}$  тех и других, но поскольку снижение  $k_{п.гг}$  с ростом  $H$  и  $T_{геол}$  происходит интенсивнее, начиная с некоторых  $H$  и  $T_{геол}$ ,  $\rho_{гг}$  начинает заметно превосходить  $\rho_{п.в}$ . Наиболее разительный контраст  $\rho_{гг}$  и  $\rho_{п.в}$  будет для наиболее древних отложений, где глины становятся аргиллитами с  $k_{п.гг} < 5\%$ . Этот контраст подчеркивается еще тем обстоятельством, что для этих отложений существенно отличаются сопротивления пластовых вод в коллекторах и глинах: коллекторы чаще всего насыщены высоко минерализованными водами ( $> 100$  г/л), тогда как  $\rho$  "воды" в порах плотной глины является почти постоянным и равно удельному сопротивлению связанной воды, т.е.  $0,3-0,35$  Ом·м (Б.А. Александров, Б.Ю. Вендельштейн).

Из рассмотренной картины будет выпадать точки, соответствующие как коллекторам, так и неколлекторам, содержащим кроме глинистого цемента силикатный и карбонатный;  $\rho$  таких пород, как правило, выше  $\rho$  пород с аналогичной глинистостью, не содержащих силикатного и карбонатного материала.

Для анализа всей совокупности значений  $\rho$  пород, включая

продуктивные коллекторы, целесообразно сопоставление  $\rho_{п}$  с  $k_{п}$ , рассмотренное в работах [6-8] с использованием в качестве дифференцирующего параметра относительного водонасыщения

$$\bar{k}_в = \frac{k_в - k_{в.о}}{1 - k_{в.о}}$$

где  $k_в$  - коэффициент водонасыщения,  $k_{в.о}$  - коэффициент остаточного водонасыщения пород.

Сопоставление  $k_{п}$  и  $C_{гг}$  для изучаемого геологического разреза можно использовать в качестве базового при анализе различных кросс-плотов, в которых сопоставляются пары значений различных геофизических параметров с целью литологического расчленения разрезов. Например, для разделения на литотипы песчаников с небольшим содержанием глинистой компоненты ( $C_{гг} \leq 10\%$ ) по комплексу ГИС используются методы МБК, ГК, АК. Парное сопоставление параметров этих методов позволяет различать 12 разновидностей пород (см. рис. 1). Очевидно, что без предварительного анализа зависимости  $k_{п} = f(C_{гг})$ , позволяющего выяснить степень глинистости

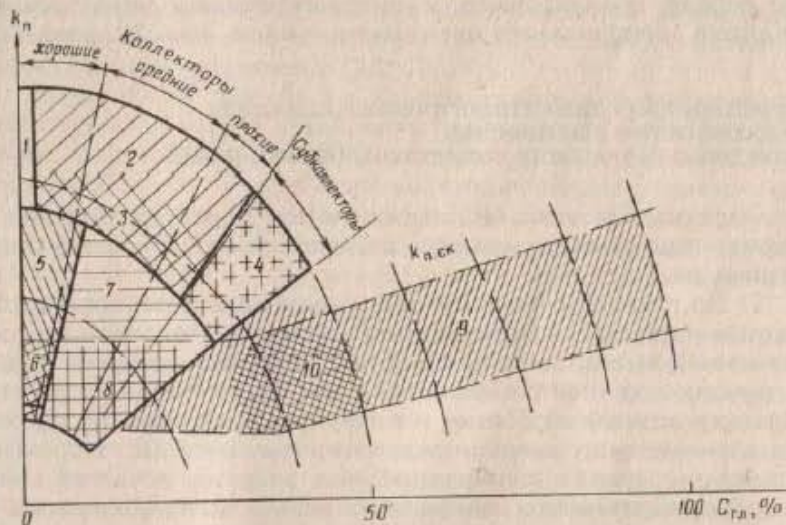


Рис. 29. Расположение в системе координат  $k_{п} = f(C_{гг})$  разных литотипов (терригенный разрез).

Песчанники: 1 - неглинистые, 2 - слабо глинистые, 3 - плохо отсортированные, 4 - субколлекторы, 5 - с карбонатным или силикатным цементом, 6 - низкопористые, 7 - брекчии и конгломераты (коллекторы и неколлекторы); 8 - плотные породы высокого сопротивления, 9 - алевролиты, глинистые алевролиты, глины; 10 - плотные алевролиты

разреза, подобное расчленение проводить затруднительно, так как учет  $C_{гд}$  создает слишком много степеней свободы.

В заключение дадим обобщенную картину расположения в системе координат  $k_{п} = f(C_{гд})$  различных литотипов, которые могут встретиться в терригенном разрезе (рис. 29). К дополнительным литотипам, которые ранее не рассматривались или упоминались вскользь, относятся:

песчаники, алевролиты с карбонатным или силикатным, или смешанным (карбонатно-глинистым, силикатно-глинистым) цементом, имеющие на кривых ПС и ГК характеристику чистых коллекторов, но характеризующиеся низким  $k_{п}$  на диаграммах методов пористости (см. рис. 29, зона 7);

песчаники, алевролиты, содержащие крупные частицы (гравий, гальку) или просто конгломерат, или брекчия с небольшим количеством песчано-алевритового и глинистого материала. Эти породы имеют низкую пористость, невысокую или среднюю глинистость, могут иметь высокую проницаемость, а на кавернограмме  $d_c \geq d_n$  (по Н.Я. Зеньковскому);

субколлекторы (по П.Е. Эйману), квазиколлекторы (по В.Н. Дахнову), породы занимающие промежуточное положение между коллекторами и литологическими экранами по величине коэффициента проницаемости (см. рис. 29, зона 4).

#### 3.4. МЕТОДИКА СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПО ДАННЫМ ГИС ПРИ ПОИСКАХ РАЗВЕДКЕ И РАЗРАБОТКЕ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА

Определение условий седиментации пород по комплексу геофизических исследований скважин включает следующие процедуры.

1. По петрографическим описаниям керна, парагенезу литотипов и другим геологическим показателям делается предварительный вывод о возможных условиях седиментации пород. В случаях хорошей освещенности разреза керном и при квалифицированной обработке и интерпретации данных литологом-седиментологом, эти определения являются достоверными. Однако в условиях полифациальных разрезов и частой смене фаций по вертикали и латерали их нельзя интерполировать за пределы интервалов отбора керна и околоскважинного пространства. Эти определения необходимо использовать как базисные для интерпретации данных ГИС.

2. По сводным диаграммам комплекса ГИС разрез делится на отдельные литотипы и определяется формационная принадлежность песчаников и глин по их вещественному составу, структуре, текстуре и другим показателям (см. гл. 1, 2).

3. Из последовательного ряда пластов формируются сообщества, характеризующие трансгрессивные и регрессивные этапы осадконакопления. К трансгрессивным осадкам относятся глины преимущественно монтмориллонитового или гидрослюдистого состава, известняки с микритовой, либо алевроитовой структурой, алевролиты с прослоями монтмориллонитовых глин низкого сопротивления (см. гл. 2). К периодам относительных регрессий относятся скопления песчаных тел кварцевого или кварц-полевошпатового состава, алевро-песчаные разности пород, глины преимущественно гидрослюдистого состава (см. гл. 2). О полной регрессии моря и континентальном режиме седиментации свидетельствуют (в гумидной обстановке) углистые глины (аргиллиты), угли, полевошпат-кварцевые разности песчаников, алевролитов с повышенной радиоактивностью. В аридном климате при размыве интрузивных тел кислого состава и недалекой области сноса - обилие калиевых полевых шпатов, граувакков, ожелезнение пород и т.п. (см. гл. 2).

Особую область занимают эвапориты - солесодержащие породы, гипсы, ангидриты, свидетельствующие о лагунном мелкозаливном периоде седиментации, а также рифогенные породы, образование которых связано с окраинной мелководно-го шельфа в чистом теплом море, способствовавшем развитию рифостроящих организмов [16, 19, 30].

Расчленение разреза на трансгрессивные и регрессивные комплексы позволяет установить цикличность в осадконакоплении - повторяющейся смене наступления и отступления моря. Это способствует лучшему пониманию процесса седиментации и выявлению его прерывистости. Цикличность фиксируется комплексом ГИС во времени постепенных изменений геофизических параметров, характеризующих отдельные литотипы (например песчаников).

Для каждого комплекса (или цикла) по сводным диаграммам каротажа осуществляется поиск основных генетических признаков пород, таких как вещественный состав, парагенезис литотипов, структура песчаников, глин, карбонатов, текстура сообществ ("пачек"), форма соотношения пластов с разной литологией, песчаность, выдержанность по площади отдельных литотипов и др. Сообществам пород присваивается формационная принадлежность (см. гл. 2).

Результатом является воспроизведение истории геологического развития территории в пределах пробуренных скважин. Это дает исходную информацию для сопоставления разрезов в межскважинном пространстве.

4. Корреляция разрезов является главным действием при изучении геологического строения района. В практике геологи-

ческих работ корреляция разрезов проводится непрерывно на всех этапах по мере накопления фактического материала. Она является основой палеогеологических реконструкций, структурных построений по данным бурения и наземных геофизических методов, сейсмостратиграфического анализа.

Корреляция стратиграфических, литологических комплексов пород проводится на базе седиментологического анализа по данным ГИС с привлечением биостратиграфических, минералого-петрографических, литолого-седиментологических исследований керна.

Для сопоставления комплексов важно выбрать устойчивые коррелятивы. Ими являются: пласты трансгрессивных глин, микритовых известняков, пласты песчаников, имеющих большую мощность и устойчивую характеристику на диаграммах комплекса ГИС, трансгрессивно-регрессивные циклы, выделяемые по комплексу ГИС и др. Подобный подход к корреляции разрезов существенно снижает вероятность ошибок при трассировании коллекторов, следовательно повышает успешность разведки и разработки месторождений нефти и газа.

Б. Следующим действием седиментологического анализа по данным ГИС является изучение морфологии геологических тел, вмещающих коллекторы, а именно построение карт распространения песчаников, палеогеологические построения и т.п., которые позволяют сделать окончательные выводы о генетической принадлежности пород и выполнить прогноз коллекторов.

В общем объеме работ по прогнозированию геологических разрезов с целью поисков месторождений нефти и газа выделяются этапы регионального, зонального и локального прогнозов. Каждый этап отличается задачами и степенью информативности о геологическом разрезе, определяющую возможность выполнения поставленных задач. Соответственно методика проведения формационно-фациального анализа с целью поисков закономерностей распространения коллекторов нефти и газа имеет некоторые различия на разных этапах геологических работ. Эти различия заключаются в масштабах исследований: региональный этап предусматривает изучение истории геологического развития крупных комплексов осадочных пород во временном исчислении (например эры, периода), зональный - в пределах эпохи, века, локальный - горизонтов, свит, или даже отдельных песчаных пластов.

В практике геологопоисковых и разведочных работ в настоящее время локальный прогноз часто опережает процесс детального изучения условий седиментации района в целом, что отрицательно отражается на результатах поисков и разведки. Поэтому при локальном прогнозе целесообразно выполнить

отдельные компоненты, касающиеся генетической характеристики объектов поисков, вне зависимости от сроков проведения регионального и зонального прогнозов.

Следует отметить, что этапы прогнозирования геологических разрезов различаются также по количеству информации о поисковом объекте (число пробуренных скважин на единицу площади, объемы и степень изучения каменного материала и т.п.). На этапе регионального исследования информации обычно мало, что затрудняет осуществление детального прогноза развития коллекторов. Больше всего сведений о разрезе получают на этапе эксплуатации месторождения, что позволяет осуществлять детальные попластовые построения.

### 3.5. КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ МЕТОДОВ ГИС И СЕЙСМОРАЗВЕДКИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Повышение достоверности определения условий осадконакопления возможно путем комплексного анализа данных геологических и геофизических (скважинных и наземных) методов. Однако, главной проблемой такого подхода является разномасштабность измерений полевых геофизических методов, ГИС и анализов керна. Общность конечного результата - построение историко-геологической модели, создала предпосылки для разработки идеологии комплексирования сейсмостратиграфии и историко-геологического анализа данных ГИС. Практически реализация этих предпосылок стала возможной при проведении работ по доразведке месторождений, когда появилась возможность данные детальной сейсморазведки сопоставлять с большим объемом промыслово-геофизической информации.

При этом направленность детализационных исследований на изучение малоразмерных объектов, выделяемых на пределе разрешающей способности сейсморазведки, требовала дополнительной информации для обоснования геологических моделей. В этих условиях развитие методики комплексной интерпретации, в особенности при решении задач оптимизации разработки месторождений, естественным образом пошло по пути значительного углубления геологической интерпретации данных ГИС.

На основе обобщения результатов этих исследований и опыта комплексной интерпретации геологической информации и данных сейсморазведки и ГИС для решения задач доразведки и разработки ряда нефтяных и газовых месторождений была предложена схема сейсмостратиграфического прогнозирования перспективных объектов в комплексе с данными ГИС [13].

Отметим ключевые моменты в данной схеме.

1. Историко-геологический подход при анализе как данных сейсморазведки, так и данных ГИС.

2. Построение каркаса историко-геологической модели в первую очередь по геологической информации и данным сейсморазведки, а затем переход на этой основе к детализации модели по данным геологической интерпретации материалов ГИС.

3. Сопоставление результатов интерпретации разномасштабных методов (геологических, сейсморазведки, ГИС) в едином масштабе измерений - восстановленных историко-геологических моделей. Такими моделями являются прежде всего тектонические, палеогеографические, палеогеоморфологические условия формирования геологического разреза.

Такой методический подход делает необходимым при анализе данных ГИС последовательно переходить от стратиграфической к детальной стратиграфической и затем к литологической корреляции, фациальному анализу и далее, опираясь на данные сейсморазведки, интерполировать (прогнозировать) распространение в пространстве фациальных обстановок и обусловленных ими особенностей строения коллекторов нефти и газа, их фильтрационно-емкостных свойств (или тенденции их изменения) с детальностью в благоприятных случаях, близкой к деятельности методов ГИС по вертикали.

Процесс комплексной интерпретации, в соответствии с описанными выше ключевыми моментами, разделяется на ряд этапов.

1. Выяснение закономерности строения разреза по данным сейсморазведки, ГИС и геологии.

2. Разработка историко-геологической модели.

3. Детализация строения разреза по углубленной геологической интерпретацией данных сейсморазведки и ГИС.

4. Корректировка историко-геологической модели.

5. Количественная оценка геолого-геофизических параметров.

6. Прогнозирование перспективных объектов.

7. Проверка достоверности геологической модели.

8. Формирование рекомендаций геологической службе.

На первых двух этапах работ по схеме преобладающее информативное значение имеет сейсморазведка, данные геологических исследований и в меньшей мере данные ГИС. На последующих этапах роль ГИС существенно возрастает.

Поскольку процесс создания историко-геологической модели является итеративным, то на разных этапах доля сейсми-

ческой, каротажной и геологической информации, т.е. их вес, зависит от конкретной обстановки осадконакопления, полноты и качества материалов и многих других факторов.

На первом этапе выявляются общие закономерности строения разреза. Задача решается главным образом средствами сеймостратиграфического прогнозирования геологического разреза и анализа данных региональных геологических работ.

На данном этапе выделяются и анализируются сейсмические комплексы и фации (подразделения сейсмического разреза крупного ранга). Анализируются границы подразделений с целью выявления несогласий, анализа распределения границ по площади. В результате сеймостратиграфического анализа выявляются стратиграфические несогласия, выклинивания, постседиментационные образования и т.д.

Поскольку сейсмические комплексы характеризуются, главным образом, с точки зрения тектонического режима и палеогеографических условий седиментации, то главными задачами являются палеотектонический и палеогеографический анализ. В результате расшифровываются тектонические условия осадконакопления, оцениваются глубины бассейна седиментации, его гидродинамика, положения областей сноса.

По кривым каротажа, вынесенным на временные разрезы, уточняется корреляция границ стратиграфических комплексов, перерывов в осадконакоплении, которые в случаях снижения энергии осадконакопления отражаются в виде пластов тонкодисперсных глин, хемогенных, выдержанных по площади пластов известняков, углей и т.д. (реперные горизонты). Стратиграфические границы сопоставляются с выделенными границами сеймофациальных комплексов и подкомплексов, т.е. границами различного ранга, выделенными в процессе сеймостратиграфического анализа.

Таким образом, проводится взаимная увязка и контроль корреляции сейсмических отражений и кривых каротажа.

Анализ толщин, заключенных между реперными горизонтами, позволяет провести различными методами, включая статистические, тектонический анализ по данным каротажа и в ряде случаев по данным каротажа и сейсморазведки [13]. В благоприятных случаях удается выделить границы выравнивания и оценить характер влияния тектонического режима на осадконакопление.

Результаты статистического анализа толщин следует контролировать анализом карт толщин комплексов, которые позволяют изучить тенденции изменения толщин по площади.

Важным элементом данного этапа является анализ карт свойств реперных пластов глин (толщины, физические свойства

по данным каротажа), что позволяет оценить направления сноса обломочного материала, если глины откладывались в результате транспортировки обломочного материала при малых энергиях потока. Сопоставление карт физических свойств глин со структурными картами в ряде случаев позволяет сделать вывод о времени тектонических движений и формирования структур.

Вторым этапом является построение каркасной историко-геологической модели. Исходным материалом для этих построений служат результаты исследований первого этапа. При этом важнейшим элементом проверки достоверности модели является логическая связь (не противоречивость) геологических выводов, получаемых на основе анализа всех трех видов данных.

Каркасная модель необходима, но не всегда достаточна для перехода к третьему этапу - детализации строения разреза, базирующемуся на стратиграфической, литологической корреляции, фациальном анализе. Для этого этапа характерна углубленная геологическая интерпретация материалов каротажа.

В соответствии с методиками [9, 28, 34] интерпретация сейсмических данных на третьем этапе направлена на изучение локальных неоднородностей - сейсмофаций, объектов преимущественно палеогеоморфологического и детального палеогеографического анализа.

Начальным шагом в геологической интерпретации данных ГИС на третьем этапе является детальная стратиграфическая корреляция внутри комплексов, которая в значительной мере опирается на результаты исследований первого этапа и каркасную модель, построенную на втором этапе:

при равномерном погружении и компенсированном осадконакоплении стратиграфические границы повторяют границы кровли и подошвы комплекса (толщины комплексов, выделенных на первом и втором этапе, выдержаны);

при неравномерном (моноклинал) погружении и компенсированном осадконакоплении стратиграфические границы будут иметь форму поверхностей, расходящихся в сторону увеличения толщин (толщины комплексов равномерно меняются).

Как правило, в пределах комплекса имеются свои стратиграфические реперы, соответствующие изменению энергии осадконакопления, но оси менее выдержаны, чем реперы более высокого ранга, выделенные на первом этапе.

В терригенных разрезах достаточно надежными средствами выделения элементарных стратиграфических границ могут служить методики построения и анализа геолого-статистических разрезов и изучения цикличности [17].

Изучению цикличности должен предшествовать этап анализа информативности комплекса ГИС на предмет возможности оценки среднего гранулометрического состава и выделения литотипов, что позволяет при изучении цикличности обоснованно учитывать изменение градационной слоистости и строить парагенетические ряды. Анализы геолого-статистических разрезов и цикличности базируются на представлениях о тектоническом режиме и направлениях сноса обломочного материала. С другой стороны, описанные методические средства третьего этапа позволяют существенно уточнить эти геологические представления.

После выделения границ элементарных циклов переходят к литологической корреляции и фациальному анализу. Средствами детального анализа здесь являются изучение морфологии коллекторов (в плане и сечениях), парагенезов (на основе выделяемых литотипов и изучения полноты составляющих циклов), седиментологических признаков.

Анализ морфологии тел выполняется на основе план-диаграмм [10] толщин коллекторов и геофизических параметров, для которых доказана связь с пористостью, глинистостью, средним (медианным) размером зерен (например, план-диаграмм кривых ПС, ГК, УЭС водонасыщенных пластов и т.д.). План-диаграммы позволяют сделать пространственную корреляцию и выбрать оптимальные направления для построения геолого-геофизических профилей для анализа строения изучаемых объектов (песчаных, карбонатных тел, областей литологического замещения и т.д.).

Морфология геологических тел в ряде случаев может служить диагностическим признаком фациальной обстановки, особенностей распределения физических свойств пород в пространстве (например, характера изменения зернистости по вертикали, поперек песчаного тела, в плане и др.). Диагностическими признаками фациальной обстановки являются и характерные литотипы [2, 30]. Кроме того, диагностическими признаками могут быть: характер слоистости по размерам зерен, глинистости, пористости, оцениваемые по показаниям коррелируемых с ними данных геофизических методов; средний диаметр зерен; текстура пачек по временной смене литофаций, коэффициенту песчаности, частоте смены литотипов; физические свойства глин; коэффициенты кластичности и др. [2, 22].

При небольших катагенетических изменениях диагностическим признаком может быть и состав глин [30], который определяется по данным гамма-спектрометрии и комплекса ГИС.

В пределах выделенных элементарных стратиграфических границ и в целом при известных обстановках осадконакопления для детального фациального анализа возможно использование диагностических признаков по кривым ПС [22].

При наличии в районе работ (например, соседние месторождения) доказанных фациальных обстановок можно подобрать характеристики кривых ГИС, являющиеся диагностическими для фациального анализа. В этом случае в первую очередь устанавливаются диагностические признаки для выделения литотипов пород, которые сами по себе характеризуют обстановку осадконакопления. Например, уголь, углистые аргиллиты, сухарные глины (континентальные отложения), соль, гипсы, гипсоангидритовые аргиллиты (лагунные), известняки, мел, доломиты, мергели (морские). Морские глины, как правило, имеют УЭС и радиоактивность ниже, чем континентальные.

В целом палеогеоморфологический и фациальный анализы по данным ГИС основаны на выявлении проявления в геофизических полях признаков, используемых геологами (минеральный состав, структура, текстура, особенности распределения по площади и т.д.) [2, 20, 14].

Весьма информативными являются палеорекострукции по данным временных разрезов и ГИС. Такой анализ позволяет выделить локальные геологические тела, уточнить особенности тектонического развития района.

Полученная на третьем этапе информация, как правило, позволяет построить уточненные палеогеоморфологические, палеогеографические карты, выявить детали тектонического развития. Необходимым результатом анализа является информация об однородности и качестве экранирования глинистых перемычек, перекрывающих и подстилающих элементарные стратиграфические горизонты, которая позволяет оценить возможность гидродинамической связи коллекторов разных циклов. Кроме того, необходимо оценить в пределах циклов наличие и качество вертикальных и наклонных непроницаемых барьеров, являющихся следствием латерального фациального замещения коллекторов.

Знание фациальной обстановки и седиментологических закономерностей формирования коллекторов в этих обстановках позволяет с большей вероятностью выполнять межскважинную интерполяцию.

Совместно с геологической интерпретацией данных ГИС проводится детальный сейсмостратиграфический анализ, геологическая интерпретация керн.

Если геологический объект установлен по данным ГИС и оценено его положение в пространстве, то путем специальных

приемов обработки и интерпретации сейсмических данных иногда можно найти способы наиболее четкого его выражения на временных разрезах, и возможно проследить распространение объекта в пространстве.

Аналогичным образом для установленных по данным сейсморазведки объектов возможна оценка особенностей их проявления на кривых ГИС с целью последующего их выделения и детализации строения по вертикали.

В результате получают ряд геологических гипотез о детальном строении района, базирующихся на данных об его историко-геологическом развитии. Гипотезы проверяют путем сопоставления и оценки непротиворечивости представлений по данным геологии, сейсморазведки, ГИС, т.е. все три вида информации сопоставляют в едином масштабе геологических моделей.

В случае совпадения (непротиворечивости) моделей и их элементов друг с другом и геологическими данными (литология, описание, анализы и интерпретация керн, результаты региональных работ) этап завершается построением уточненной модели. При наличии противоречий выполняются дополнительные анализы данных ГИС, обработка и интерпретация сейсмических данных, синтезируются профили в оптимальных направлениях (при трехмерной сейсморазведке), чтобы найти на временных разрезах признаки для уверенного прослеживания геологических объектов, доказательства ошибочности при подтверждении модели по данным разных методов.

Как правило, диагностические признаки элементов историко-геологического анализа (литотипов, фациальных обстановок, динамики среды и т.д.) являются функцией набора геофизических параметров. Удобной формой представления такой совокупности признаков являются лучевые и линейные диаграммы [14].

*Четвертый этап* - корректировка историко-геологической модели - базируется на информации первых трех этапов. Откорректированная модель дает представление о тектоническом, палеогеоморфологическом, палеогеографическом строении района, характере распространения коллекторов, тенденциях изменения фильтрационно-емкостных свойств в пространстве, наличии и качестве экранов.

На полученную таким образом модель накладывается детальная тектоническая модель, получаемая по данным каротажа, сейсморазведки, аэрокосмических исследований. Тектоническая схема дает возможность определить наличие тектонических экранов и обосновать водонефтяные контакты разного уровня.

Пятый этап включает исследования по оценке геолого-геофизических параметров, выделению диагностических признаков для прогноза литофациальных зон и перспективных объектов за пределы разбуренного участка. Естественно, в данном случае прогноз возможен, если нет резкой смены фациальной обстановки, например, обучающий участок - континентальные отложения, вне его - морские отложения.

На пятом этапе в соответствии с построенной историко-геологической моделью на обучающем участке проводится классификация разреза в плане и по вертикали по фациальным признакам.

При достаточном количестве анализов керна могут быть уточнены петрофизические связи с классификацией по обстановкам осадконакопления, что позволяет получить более устойчивые связи геофизических и фильтрационно-емкостных свойств горных пород [14].

Затем в пределах выделенных фациальных зон проводится расчет усредненных фильтрационно-емкостных свойств и сейсмических динамических и кинематических параметров. Классификация этих свойств на фациальной основе позволяет получать более устойчивые связи для прогноза на неразбуренных участках по данным сейсморазведки. Статистически оценивается теснота корреляционных связей петрофизических и сейсмических параметров, уточняются особенности волнового поля в различных геологических обстановках, при изменении петрофизических свойств и литологического состава горных пород.

На шестом этапе по установленным признакам связи динамических и кинематических сейсмических параметров с данными каротажа и форме сейсмической записи строятся прогнозные карты развития фациальных обстановок, коллекторов, зон литологических замещений, детальное строение которых с большой степенью вероятности может быть по аналогии взято из обучающего участка по данным каротажа, прогнозные карты распространения фильтрационно-емкостных свойств, контактов флюидов и т.д.

На основании этих карт даются рекомендации по проверке прогноза бурением. На обучающем участке достоверность модели следует проверять бурением уплотняющих скважин, данными контроля разработки, промысловыми данными, проведением специальных исследований (например, закачкой меченых жидкостей и т.д.). Наиболее эффективным способом проверки модели является ретроспективный расчет состояния разработки по соответствующим программам на ЭВМ.

Модель на обучающем участке может быть основой для

проектирования, анализа и регулирования разработки месторождения, уточнения запасов, составления технологической схемы разработки.

Перспективным является сопровождение (уточнение) прогнозной модели по мере разбуривания месторождения. Эти работы имеют небольшую стоимость в силу разработанности методики геологического анализа, но могут дать значительный эффект в результате оперативной выработки рекомендаций по уточнению мест заложения эксплуатационных скважин.

Заключая главу, необходимо отметить, что рекомендуемые приемы седиментологического анализа по данным ГИС в практике работ могут варьировать в зависимости от геологических условий и поставленных задач. Так, на этапе региональных поисков отложений, в которых могут содержаться коллекторы нефти и газа, задача состоит в восстановлении истории осадконакопления и дальнейших процессов преобразования пород, которая позволит составить представление о возможных ловушках углеводородов и их промышленной значимости в данном районе. При этом основную роль играет создание целостной картины истории геологического развития района. Главным источником информации являются данные керна, комплекс ГИС и сейсмостратиграфический анализ.

На этапе разведки нам уже известен объект и задача состоит в поисках закономерностей распространения коллекторов в зональном и локальном аспектах. Здесь внимание концентрируется на деталях исследуемого объекта, что требует несколько иного подхода к подбору и интерпретации данных.

При разработке месторождений скапливается большое количество скважинной и другой информации, что позволяет еще больше детализировать объект, изучать и прослеживать каждый прослой, что необходимо для успешной эксплуатации месторождения. В этом случае особую роль играют методы ГИС, сейсморазведки и их применение может быть весьма разнообразно.

В настоящее время еще невозможно дать четкие методические рекомендации применения седиментологического каротажного анализа на разных этапах геологопоисковых и разведочных работ на нефть и газ. Можно лишь отметить, что неперенным условием зонального, локального и детализационного прогноза коллекторов поискового объекта является априорное знание условий их седиментации в региональном плане и их место в истории развития района.



рактерные показатели устьевых баров обнаружены на сводных диаграммах комплекса ГИС скв. 8 Грушевой пл. (рис. 31). Толща песчаников мощностью до 100 м разделена на две части пластом аргиллита мощностью 15 м (интервал 3045-3060 м). Песчаники кварцевые от мелко- до среднезернистых, о чем свидетельствуют сопротивления в промытой зоне пласта, а также на кривых бокового каротажа (породы водонасыщенные,  $\rho_b = 0,1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ,  $\rho_{\phi} = 0,6 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ). Глинистость пород изменяется в небольших пределах (от 5 до 15%), что фиксируется по анализам керна и кривым радиоактивного каротажа. Глины гидрослюдисто-монтмориллонитового состава характеризуются алевро-пелитовой и алевро-псаммитовой структурой, которая диагностируется по размеру каверн в стволе скважины, дифференциацией кривых бокового каротажа, акустического и гамма-каротажа. Кривые электрометрии скважин (МБК, БК) дают возможность наблюдать градиционную слоистость трансгрессивно-регрессивного типа. Так, например, после сравнительно продолжительного отступления дельты в точке пересечения скв. 8-Грушев отлагаются среднезернистые песчаники (интервал 3045-3040 м), которые по вертикали сменяются мелко-, а затем тонкозернистыми (интервал 3040-3030 м), что можно наблюдать по росту электрического сопротивления, записанного экранированными зондами, и падению значений  $\Delta T$ . Затем породы сменяются на среднекрупнозернистые разности (см. кривую  $\Delta T$ , интервал 3030-3020 м) и цикл заканчивается отложениями крупнозернистых песчаников (интервал 3020-3012 м), которым свойственны низкие (3 Ом·м) сопротивления на кривой МБК и высокие (245 мкс/м) значения интервального времени. Следующий, трансгрессивный цикл отличается ростом сопротивлений песчаников, появлением прослоев глинистых алевролитов и аргиллитов и заканчивается разрез медыничской свиты пластом тонкозернистого плотного песчаника.

Подобное распределение зернистости, а также сравнительно хорошая сортировка и окатанность (данные керна) свидетельствуют о значительном влиянии морских процессов на формирование осадков, что дает повод предполагать некоторую отдаленность от русла реки точки скважинного пересечения в позднемедыничское время.

Ближе к береговой линии расположена скв. 2 Подолецкой площади. В сравнении с разрезом, вскрытым скв. 8-Грушев (см. рис. 31), здесь под кохановской свитой залегает разнозернистая песчаная толща (интервал 2740-2800 м). Нижняя часть сильно алевритистая, тонко- и мелкозернистая, глинистая, что свидетельствует о преобладании влияния русловых процессов на

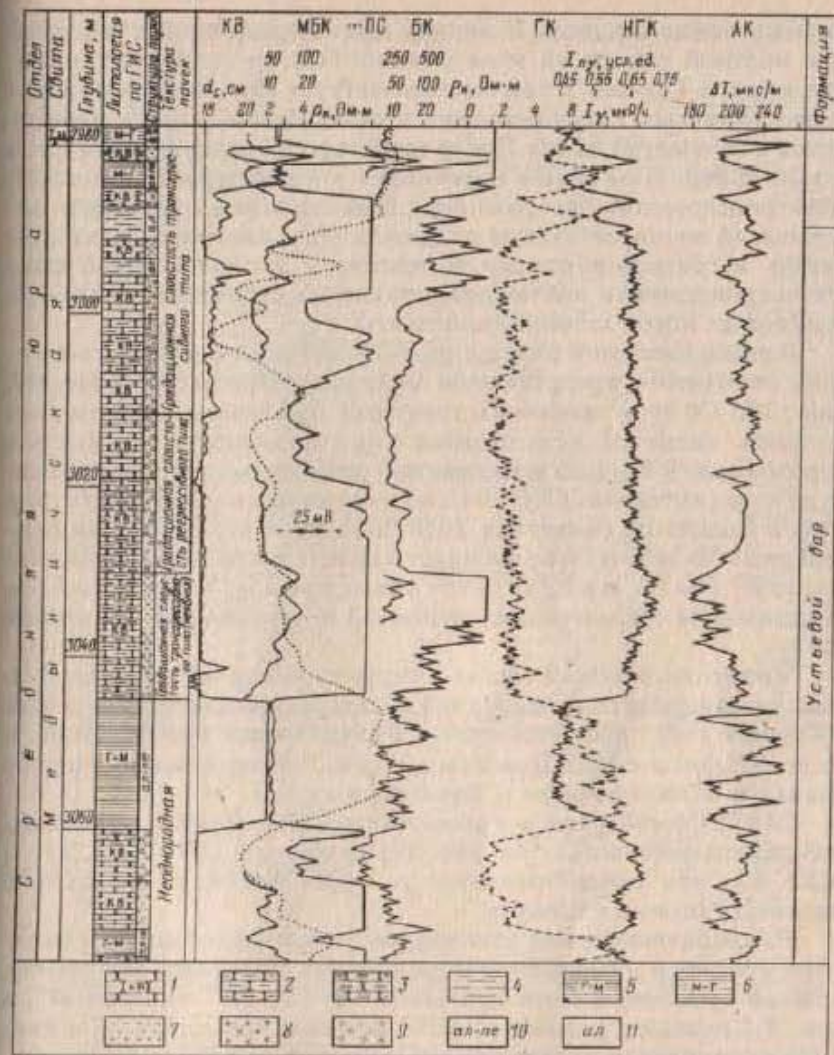


Рис. 31. Геофизическая характеристика отложений устьевого бара медыничской свиты (скв. 8 Грушевой площади).

Породы: 1 - песчаник кварцевый, 2 - песчаник слабоглинистый, 3 - песчаник среднеглинистый, 4 - алевролит, 5 - аргиллит гидрослюдисто-монтмориллонитовый, 6 - аргиллит монтмориллонито-гидрослюдистый; структура пород: 7 - тонкозернистая, 8 - среднезернистая, 9 - крупнозернистая, 10 - алевропелитовая, 11 - алевритовая

формирование осадков. В период кратковременной трансгрессии морской режим на этом участке был не столь постоянен, как в скв. 8-Грушев, о чем свидетельствует алевритистая структура глинистых пород и тонкие прослои песчаников и алевролитов в глинистой пачке. После трансгрессии здесь формируется устьевой бар. На кривых каротажа в этом интервале наблюдается трансгрессивно-регрессивная градационная слоистость: постепенная смена литотипов от аргиллита к алевролиту, тонко-, мелко- и среднезернистому песчанику и в последующей фазе после трансгрессии наблюдается такая же слоистость вплоть до глинистых пород кохановской свиты.

В расположенной рядом скв. 2-Мостовская верхнемедынничские отложения представлены надводнодельтовой формацией (рис. 32). Об этом свидетельствует ряд признаков, главным из которых является повышенная радиоактивность глинистых пород: в скв. 8-Грушев естественная радиоактивность глинистого пласта (интервал 3060-3045 м) в среднем равна 8 мкР/ч, а в скв. 2-Подольцы (интервал 2675-2655 м) и 2-Мостовская (интервал 2472-2477 м) этот же пласт характеризуется радиоактивностью 10-11 мкР/ч, что объясняется повышенным содержанием органического вещества в прибрежной дельтовой зоне.

Минералогический состав и структура глинистого пласта в области аванделты и надводной дельты также различны: в скв. 8-Грушев этот пласт существенно разрушился при бурении, в то время как в скв. 2-Подольцы и скв. 2-Мостовская аргиллит оказался более прочным и уплотненным.

Скв. 2-Мостовская вскрыла также песчаники с повышенной радиоактивностью (см. рис. 32, интервалы 2507-2500, 2485-2482 м), что свидетельствует о присутствии в их составе калиевых полевых шпатов.

Надводнодельтовые отложения от авандельтовых отличаются степенью дифференциации кривых каротажа. Например, в скв. 8-Грушев рисунок кривых МБК, ГК,  $\Delta T$  "спокойный", в скв. 2-Подольцы расчлененность кривых повышена, а в скв. 2-Мостовская каротажные кривые сильно дифференцированы, особенно МБК, фиксирующая структуру песчано-глинистых пород.

На Рудковской площади в скв. 300, синхронные описанным выше отложения позднемедынничского времени представлены тремя формационными комплексами. Прибрежно-морская терригенная тонкослоистая формация сложена тонким переслаиванием уплотненных тонко-, мелко-, реже среднезернистых песчаников и аргиллитов. Это, очевидно, отложения дистальной части устьевого бара.

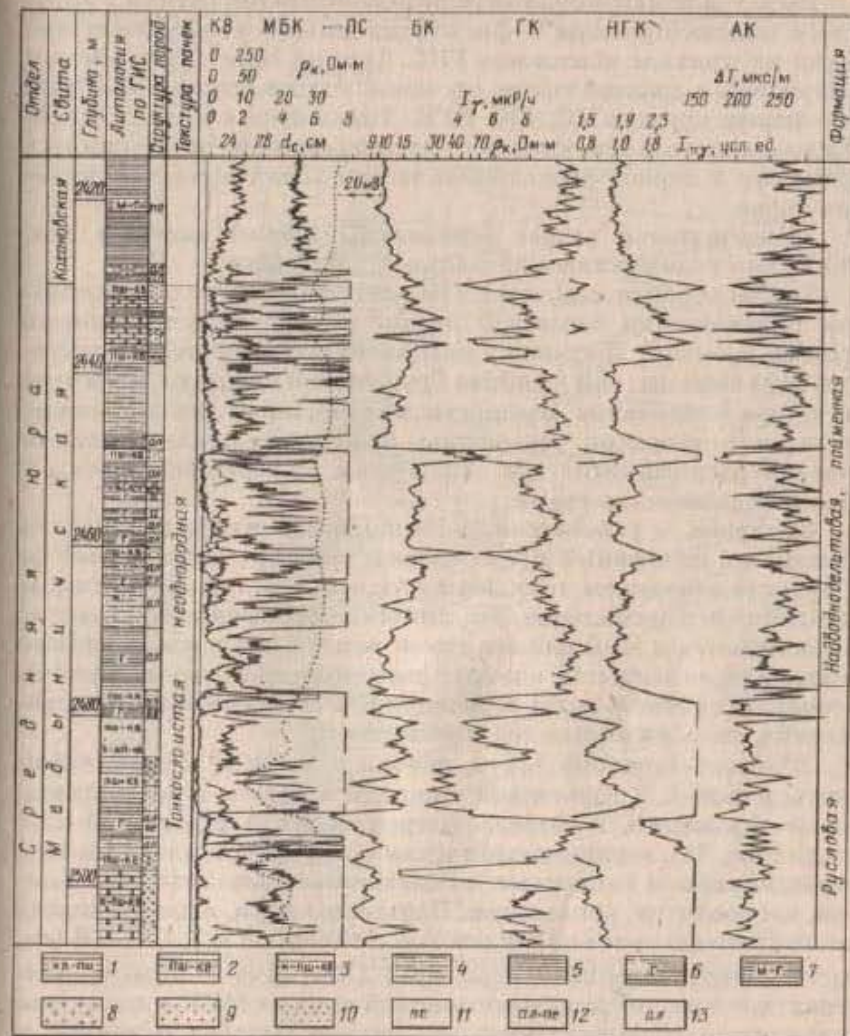


Рис. 32. Геофизическая характеристика надводной дельты верхнемедынничского возраста (скв. 2 Мостовской площади).

Породы: 1 - песчаник кварц-полевошпатовый, 2 - песчаник полевошпатово-кварцевый, 3 - песчаник, содержащий калиевые полевые шпаты, 4 - алевролит, 5 - аргиллит, 6 - аргиллит гидрослюдистый, 7 - аргиллит-монтмориллонит-гидрослюдистый; структура пород 8 - среднезернистая, 9 - мелкозернистая, 10 - тонкозернистая, 11 - пелитовая, 12 - алевропелитовая; 13 - алевритовая

Выше залегают крупно-среднезернистые песчаники с хорошими коллекторскими и фильтрационными свойствами, что видно по кривым комплекса ГИС. Тонкий пласт аргиллита и алевролита в средней части песчаной толщи создает W-образную форму кривых ПС, ГК, НГК. Такая форма кривых каротажа, свидетельствующая о трансгрессивно-регрессивных процессах в период осадконакопления, характерна для устьевых баров.

Заканчивается разрез верхнемедыничской свиты в скв. 300-Рудки отложениями дистальной части бара.

Таким образом комплекс ГИС свидетельствует о трехкратном перемещении береговой линии на протяжении данного отрезка времени. Поскольку мощность песчаной толщи устьевого бара меньше, чем в районе Грушевской площади, несмотря на общее увеличение мощности медыничской свиты, можно достаточно уверенно утверждать о сравнительном удалении участка расположения скв. 300-Рудки от береговой линии в верхнемедыничское время.

Западнее, в районе скв. 1-Романовской площади, аналоги описанных отложений представлены тонким (мощностью до 2 м) переслаиванием тонкозернистых глинистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Это типичные отложения продельты. К сожалению, в этом районе кроме скв. 1-Романовская юрские отложения не вскрыты, поэтому расположение береговой линии в северо-восточной части территории, а следовательно, распределение здесь песчаных тел неизвестно.

В северо-западной части района в разрезе медыничской свиты в скв. 1, 2 Юрьевской площади вскрыты надводнодельтовые отложения. В разрезе, вскрытом скв. 1 Юрьевской площади (рис. 33), верхнемедыничская свита представлена тонким переслаиванием кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников, алевролитов, аргиллитов. Песчаные пачки, выделяющиеся по положительным аплитудам  $I_{пу}$ , а также по ПС, ГК, КВ (см. рис. 33, интервалы 2242-2232, 2212-2194, 2190-2185 м), характеризуются резкой дифференциацией кривых МБК и высокими значениями сопротивления, что свидетельствует о тонкой и мелкозернистой их структуре, а также о неоднородной текстуре пачек. Глинистые прослои тонкие, алевролитистые (чистых глин в разрезе практически нет). О надводно-дельтовом происхождении свидетельствуют данные керна, изобилующие растительным детритом, а также плохая сортировка и окатанность зерен породообразующих пород. По комплексу ГИС на отдельных участках можно наблюдать микроградационную слоистость регрессивно-трансгрессивного типа, выражающуюся в постепенном снижении, а затем росте сопротивлений по вертикали на

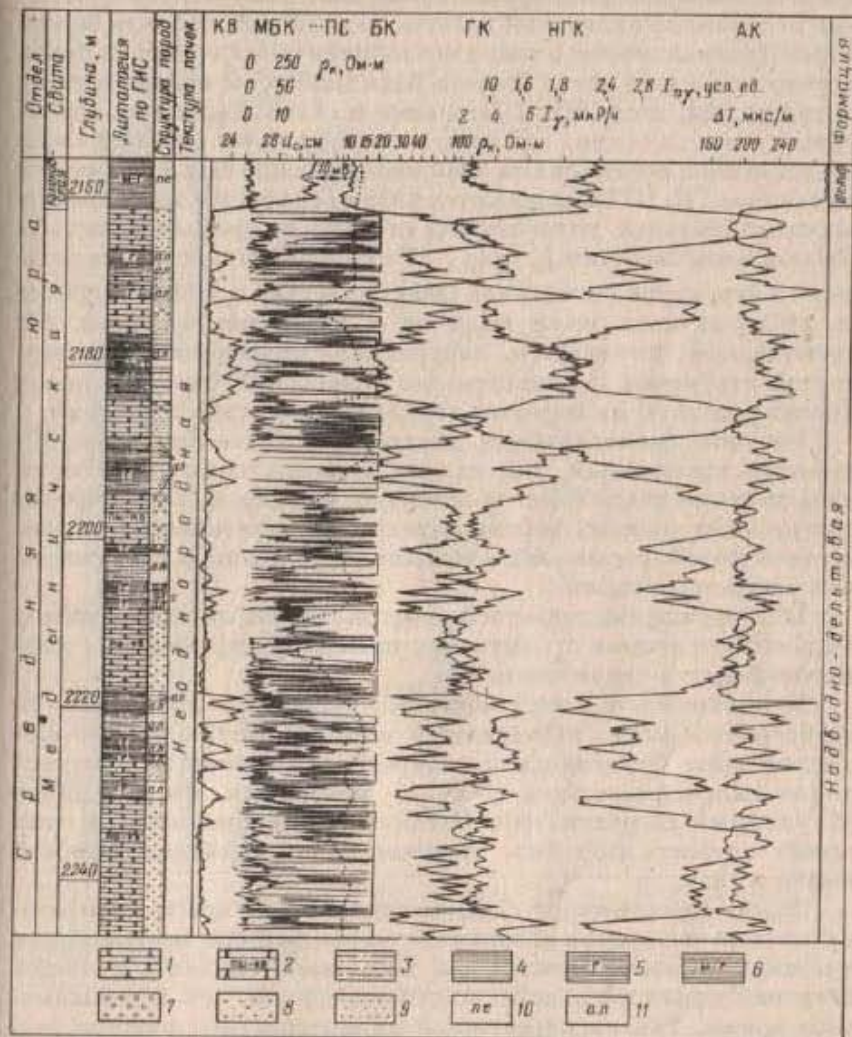


Рис. 33. Геофизическая характеристика отложений надводной дельты медыничского возраста (скв. 1 Юрьевской площади).  
Породы: 1 - песчаник, 2 - песчаник полевошпат-кварцевый, 3 - алевролит, 4 - аргиллит, 5 - аргиллит гидрослюдистый, 6 - аргиллит-монтмориллонит гидрослюдистый; структура пород: 7 - среднезернистая, 8 - мелкозернистая, 9 - тонкозернистая, 10 - пелитовая, 11 - алевролитовая

кривых МБК (см. рис. 33, интервал 2215-2208 м). Это скопления песчаников надводной дельты, находящейся вблизи берега моря. Предположение о развитии медыничских устьевых баров в северо-западной части Вильче-Волицкой зоны подтверждается также тем, что в скв. 1-Бортятин и скв. 1-Каролино, расположенных южнее, аналоги описанных отложений представлены песчаниками авандельты. Так, в скв. 1-Каролино по данным ГК, НГК выделяются пласты кварцевых песчаников морского генезиса, уплотненных от мало- до среднеглинистых. Соотношение величин  $I_{\gamma}$ ,  $I_{\mu}$ ,  $\Delta T$  свидетельствует о тонкозернистой структуре песчаников (электрометрия в этом интервале не информативна из-за наличия в скважине металла). По повышенной глинистости, алевритистости разреза, тонкозернистой структуре и сравнительно однородной текстуре пород можно судить об их морском авандельтовом происхождении.

Рисунок авандельтовых построек в плане (см. рис. 30) является прогнозным, так как на большей части территории медыничские отложения не освещены бурением. При переинтерпретации данных сейсморазведки на генетической основе установлены баровые тела в медыничской толще в юго-восточной части территории.

Подтверждение дельтовой природы песчаных тел и прогноз их распространения существенно повышает перспективы нефтегазоносности территории.

В кохановское время наступил период продолжительной трансгрессии моря, захватившей всю территорию Вильче-Волицкой зоны. Отлагались преимущественно глины монтмориллонит-гидрослюдистого состава, временами сменяющиеся глинистыми алевролитами. Мощная толща кохановских глин может служить прочным экраном для сохранения залежей нефти и газа.

Выше кохановских глин скважинами вскрыты песчано-глинистые отложения яворовской свиты, которые на отдельных участках характеризуются как дельтовые, однако с меньшей энергией привноса кластического материала, чем в медыничское время. Так по коротажной характеристике разреза скв. 2-Мостовская (рис. 34) можно наблюдать постепенное выдвигание палеodelты и образование устьевого бара сравнительно небольшой мощности к концу яворовского времени. Это видно по циклически (микроциклы) повторяющейся градационной слоистости, заключающейся в постепенном изменении глинистости и зернистости песчаников по вертикали. Так, первый микроцикл фиксируется данными МБК и ГК в интервале 2264-2251 м, где видно как снижается величина  $I_{\gamma}$  (уменьшение глинистости), и растёт сопротивление прискважинной зоны

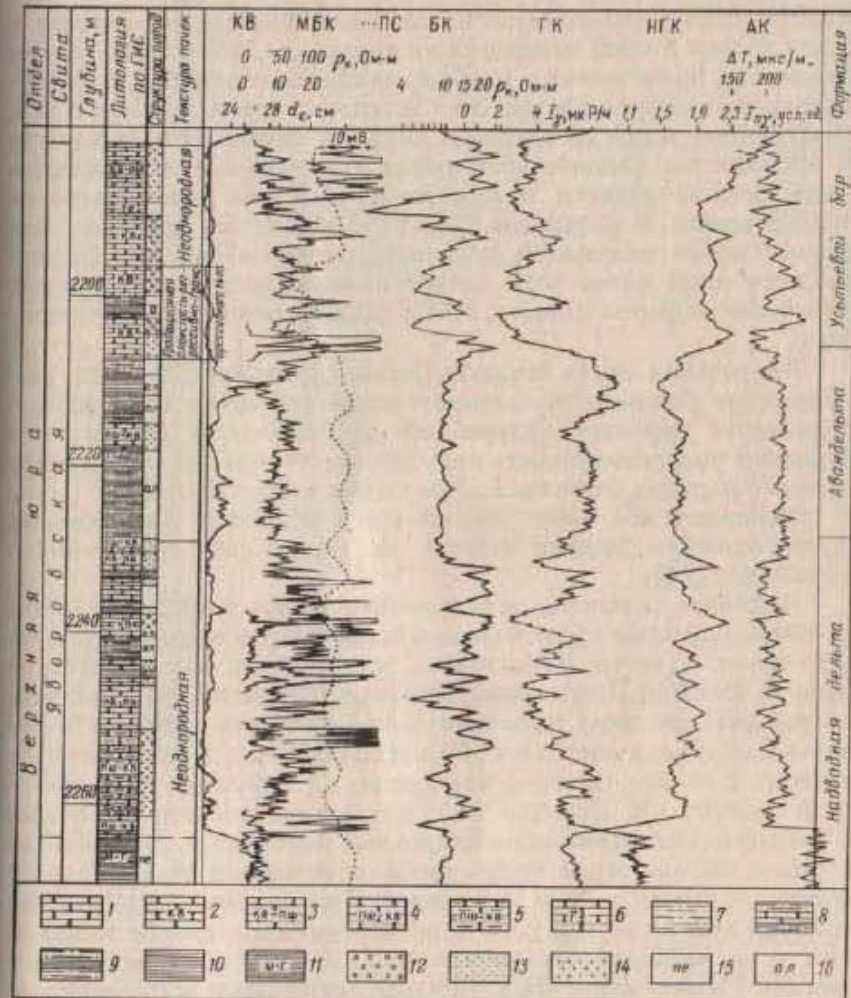


Рис. 34. Геофизическая характеристика отложений дельты яворовской свиты верхней юры (скв. 2-Мостовская площадь).  
Породы: 1 - песчаник, 2 - песчаник кварцевый, 3 - песчаник кварц-полевошпатовый, 4 - песчаник полевошпат-кварцевый, 5 - песчаник полевошпат-кварцевый глинистый, 6 - песчаник ожелезненный, 7 - алевролит, 8 - алевролит песчаный, 9 - алевролит глинистый, 10 - аргиллит, 11 - аргиллит монтмориллонит-гидрослюдистый; структура пород: 12 - среднезернистая, 13 - мелкозернистая, 14 - тонкозернистая, 15 - пелитовая, 16 - алевритовая

пласта. Выше наблюдается повышение глинизации разреза и вслед за ним второй микроцикл в интервале 2255-2248 м, затем серия еще более мелких циклов, свидетельствующих о поступательной регрессии моря. Этот комплекс пород, так же, как и залегающие выше до глубины 2209 м отложения алевролитов и аргиллитов, свидетельствующие о временном наступлении моря, можно отнести к прибрежно-морским авандельтовым образованиям. В интервале 2209-2196 м залегают песчаное тело сравнительно небольшой мощности, которое по двухфазной градационной слоистости регрессивно-трансгрессивного типа (W-образная форма кривых МК, БК, ГК) относим к устьевому бару.

Яворовская свита вскрыта большим числом скважин. Локализация песчаников повторяет в общих чертах зону распространения баровых отложений медыничской свиты, что отражает унаследованность палеоделт в течение разных этапов юрского периода от аалена до келловея включительно.

Позднеюрское время знаменуется периодом карбонатной седиментации, формированием на территории рифогенного комплекса [24].

Наиболее интенсивное дельтообразование в пределах Бильче-Волицкой зоны происходило в верхнемеловое время. По всей центральной части территории, начиная от юго-восточного склона Вольно-Подольской окраины Восточно-Европейского платформу, развиты песчаные тела, мощность которых в отдельных случаях достигает 500 м и более. Стратиграфически их относят к сенону (коньяк-маастрихту) и называют журавненской свитой (В.Н. Утробин, 1955 г.). Литологически - это слабо- и среднесцементированные кварцевые песчаники, содержащие в своем составе зерна глауконита, обугленный растительный детрит. К северо-западу наблюдается постепенное уменьшение размера зернистости и рост карбонатности в цементе песчаников, а на крайнем юго-западе (скв. 18-Летняя, 1-Дедушкичи) залегают известняки. На этой части территории журавненские отложения вскрыты многими скважинами, так как здесь к ним приурочены месторождения нефти и газа, такие, как Угерско, Бильче-Волица и др. Тем не менее фациально-формационная их принадлежность не определялась.

На основании детального литологического расчленения разрезов по данным ГИС и керн и определения геофизических реперов, определяющих выше- и нижележащие отложения, проведена региональная корреляция журавненской свиты, и прослежено развитие песчаных тел по площади.

Основной особенностью песчаников журавненской свиты, позволяющей отличать их от других отложений в геологиче-

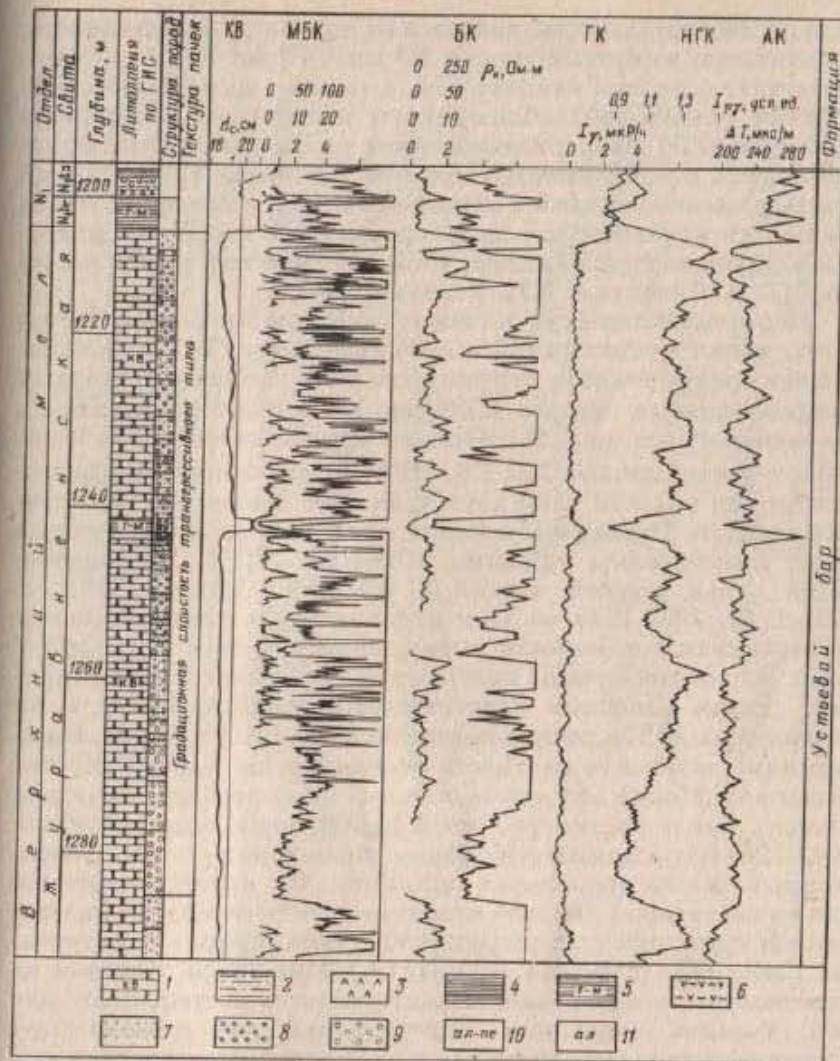


Рис. 35. Геофизическая характеристика устьевого бара журавненской свиты (скв. 1 Верчанской площади).  
Породы: 1 - песчаник кварцевый, 2 - алевролит, 3 - ангидрит, 4 - аргиллит, 5 - аргиллит гидрослюдисто-монтмориллонитовый, 6 - аргиллит с гипсом; структура пород: 7 - тонкозернистая, 8 - среднезернистая, 9 - крупнозернистая, 10 - алевро-пелитовая, 11 - алевритовая

ской последовательности, является их низкая радиоактивность, практически не превышающая 2,5 мкР/ч (рис. 35), что свидетельствует о низкой глинистости, а также о длительной переработке (перемыве) обломочного материала волновыми процессами. Об этом свидетельствует также невысокая гамма-активность даже глинистых пластов (интервал 1240-1242 м). Подтверждение находим в описании ядра, согласно которым песчаники журавненской свиты сравнительно хорошо сортированы, зерна хорошо окатаны, минералогический состав постоянен (Л.В. Линецкая, В.Н. Утробин, 1958 г.)

Песчаные скопления устьевого бара, вскрытые скв. 1-Верчаны, имеют мощность 140 м и по комплексу ГИС характеризуются разнородной структурой, что видно по резкой дифференциации кривых МБК при практически постоянных значениях  $I_{\gamma}$  (см. рис. 35). Прежде всего отметим снова W-образную форму кривых ПС, ГК, НГК, образованную вследствие разделения пластом глин двух трансгрессивных фаз накопления осадков. Первая фаза имела несколько циклов, которые четко фиксированы кривыми МБК, БК, НГК. На рисунке виден конец второго, третий и четвертый циклы (1285 м; 1285-1258, 1258-1243 м). Они проявляются в повторяющемся по вертикали постепенном уменьшении размеров зерен снизу вверх, что отражается на диаграммах электрометрии постепенным ростом удельных электрических сопротивлений, а на диаграммах НГК - ростом наведенной радиоактивности, означающих увеличение плотности песчаника (на кривой акустического каротажа это менее заметно из-за грубого масштаба записи). После кратковременной трансгрессии моря (интервал 1243-1241 м) продолжается процесс образования устьевого бара, который также происходил циклично. На кривых каротажа при внимательном анализе можно выделить несколько мелких циклов трансгрессивно-регрессивного типа, например интервалы 1240-1232, 1232-1224, 1224-1219, 1219-1204 м. Каждый из перечисленных интервалов характеризуется постепенным ростом, а затем снижением сопротивлений, что связано (при постоянной глинистости см. кривую ГК) с изменением размеров зерен песчаника [15, 20].

По характеру слоистости, распределению крупно- и тонкозернистого материала в центральной части территории можно судить о деструктивном типе журавненской дельты, сформированной под действием волновых процессов на значительном расстоянии от береговой линии.

Северо-Гирская площадь судя по разрезу скв. 1 в сенонское время еще более была удалена от береговой линии. Об этом свидетельствуют частые "языковые" трансгрессии, сопровожда-

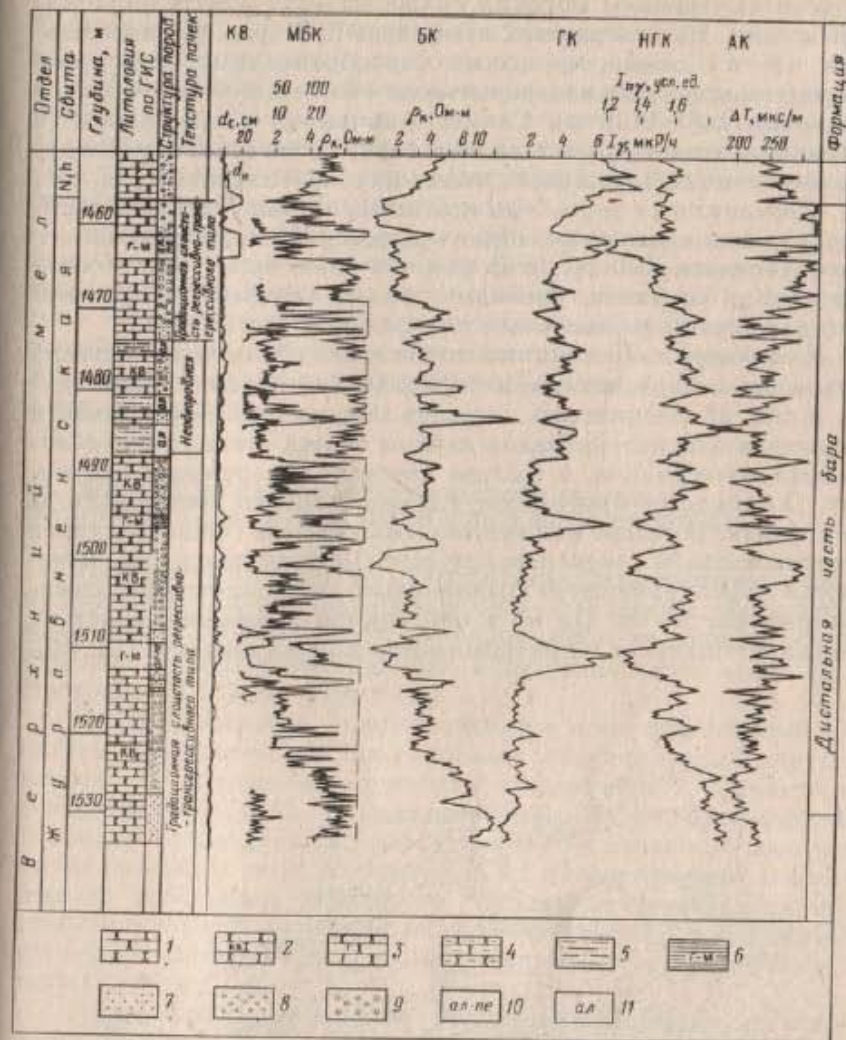


Рис. 36. Геофизическая характеристика дистальной области журавненского бара (скв. 1 Северо-Гирской площади).

Породы: 1 - песчаник, 2 - песчаник кварцевый, 3 - песчаник с глауконитом, 4 - песчаник глинистый, 5 - алевролит, 6 - аргиллит гидрослюдистомонтмориллонитовый; структура пород: 7 - тонкозернистая, 8 - среднезернистая, 9 - крупнозернистая, 10 - алевро-пелитовая, 11 - алевроитовая

ющиеся отложением морских гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин. На диаграммах комплекса ГИС (рис. 36) наблюдается частая смена процессов барообразования морскими трансгрессиями, рост алевритистости и глинистости песчаников (интервал 1485-1460 м). Глины отличаются повышенным (в сравнении с центральной частью бара) естественной радиоактивностью и удельным электрическим сопротивлением (см. рис. 35). Песчаники от мелко- до крупнозернистых, для них свойственна градационная слоистость регрессивно-трансгрессивного типа. Переменяемость песчаников и глин носит циклический характер и отвечает, очевидно, фазам колебаний береговой линии, описанным выше для центральной части бара.

К юго-востоку песчаники журавненской свиты постепенно насыщаются карбонатным материалом и переходят в известняки. В скв. 18-Летнянской площади под отложениями гальвета вскрыта и охарактеризована керном толща органогенно-обломочных известняков, в составе которых обнаружены глауконит и алевролит. Большое количество микрофауны свидетельствует о верхнемеловом сенонском возрасте. По комплексу ГИС известняки характеризуются сравнительно небольшими сопротивлениями (до 50-100 Ом·м) и нейтронной гамма-активностью, что свидетельствует о прибрежно-морском их генезисе [15, 20].

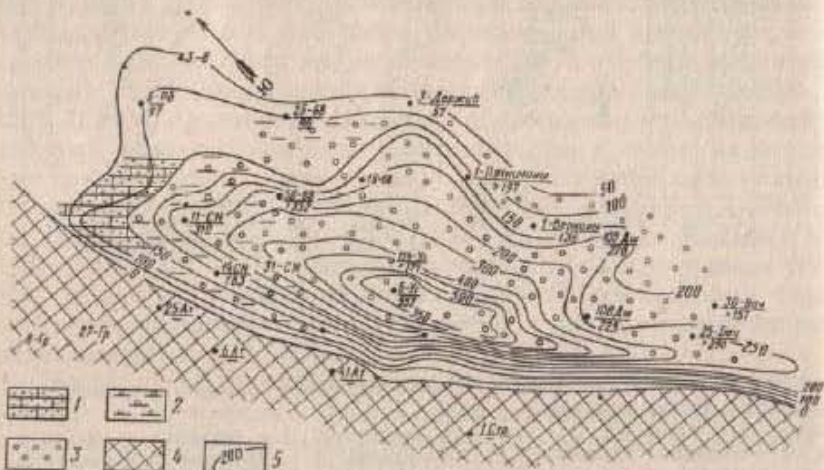


Рис. 37. Модель распространения коллекторов журавненской свиты. Зоны: 1 - разности уплотненных карбонатизированных песчаников, 2 - переслаивания песчаников и глин, 3 - развития чистых песчаников, 4 - отсутствия журавненской свиты; 5 - изопахиты журавненской свиты, м

Естественная радиоактивность не превышает 2,5 мкР/ч, что указывает на отсутствие глинистого материала.

Таким образом, формирование песчаного тела в сенонском карбонатном бассейне на изученной территории, по-видимому, является результатом локального обильного привноса обломочного материала, прошедшего существенную сортировку и переработку в прибрежной морской полосе.

Форма песчаного тела (рис. 37) напоминает классические лопастные дельты р. Миссисипи [19, 25, 27], следовательно, можно ожидать открытия еще одной лопасти бара на юго-востоке территории, так как в этом направлении открываются изолинии равных мощностей до изопахиты 50 м включительно. В настоящее время ведется поиск продолжения песчаного тела в этом направлении.

#### 4.2. ПРИМЕНЕНИЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПО ДАННЫМ ГИС ПРИ ЗОНАЛЬНОМ ПРОГНОЗЕ КОЛЛЕКТОРОВ

Прогноз зонального распространения коллекторов покажем на примере серпуховско-башкирского комплекса карбона Разумовско-Дорошевской зоны, расположенной на южном борту Днепровско-Донецкой впадины, в центральной ее части (Т.С. Изотова, А.О. Пуш, 1986 г.).

По современным представлениям это антиклинальные складки, осложненные продольными и поперечными нарушениями. Продуктивные горизонты приурочены к песчаникам серпуховского (С<sub>6</sub>, С<sub>5</sub>, С<sub>4</sub>) и башкирского (Б<sub>12</sub>) ярусам карбона. В процессе разведочных работ установлено неравномерное развитие песчаных тел и коллекторов, их литологическое замещение на небольшом расстоянии. Задача сводилась к поиску причин подобного явления с целью более рациональной разведки подобных структур, развитых в пределах южного и северного склонов ДДВ.

Литофациальный анализ серпуховско-башкирского комплекса Разумовско-Дорошевской зоны проведен по геофизическим и керновым материалам скв. 1, 2, 5, 6, 7, 8, 414, 422 в интервалах залегания горизонтов С<sub>5</sub> - С<sub>10</sub>.

В скв. 5-Разумовская горизонт С<sub>5</sub> представлен песчаным телом 48-метровой толщины, залегающим в толще глинистых пород (рис. 38). По данным комплекса ГИС песчаники кварцполевошпатового и полевошпат-кварцевого состава. Об этом свидетельствует их повышенная радиоактивность от 4 до 8 мкР/ч при сравнительно низких значениях  $\Delta T$  от 200 до 240 мкс/м и отсутствие прямой корреляционной связи между этими двумя параметрами.

Структурные характеристики песчаника отражены на кривой МБК в виде изменений сопротивлений [20]: более низкие значения  $\rho_{\text{МБК}}$  при  $I\gamma \approx 4$  мкР/ч и  $\Delta T \approx 220$  мкс/м говорят о преобладании среднего диаметра зерен в песчанике, что обуславливает его хорошие фильтрационно-емкостные свойства (см. рис. 38, интервал 4077-4082 м). Уменьшение размеров зерен способствует уплотнению песчаника, что при равной глинистости приводит к росту сопротивления породы (там же, интервал 4074-4076 м). Повышенная дифференциация кривых бокового микрокаротажа при сравнительно малых изменениях значений  $I\gamma$  и  $\Delta T$  свидетельствует о неоднородности структуры песчаных слоев, слагающих горизонт С<sub>5</sub>. По описаниям ядра песчаник разнотернистый, практически не карбонатный (0,3-6,3%), цемент глинистый, обилие растительных остатков. Аргиллит темно-серый, неизвестковистый, плотный, также насыщен растительным детритом.

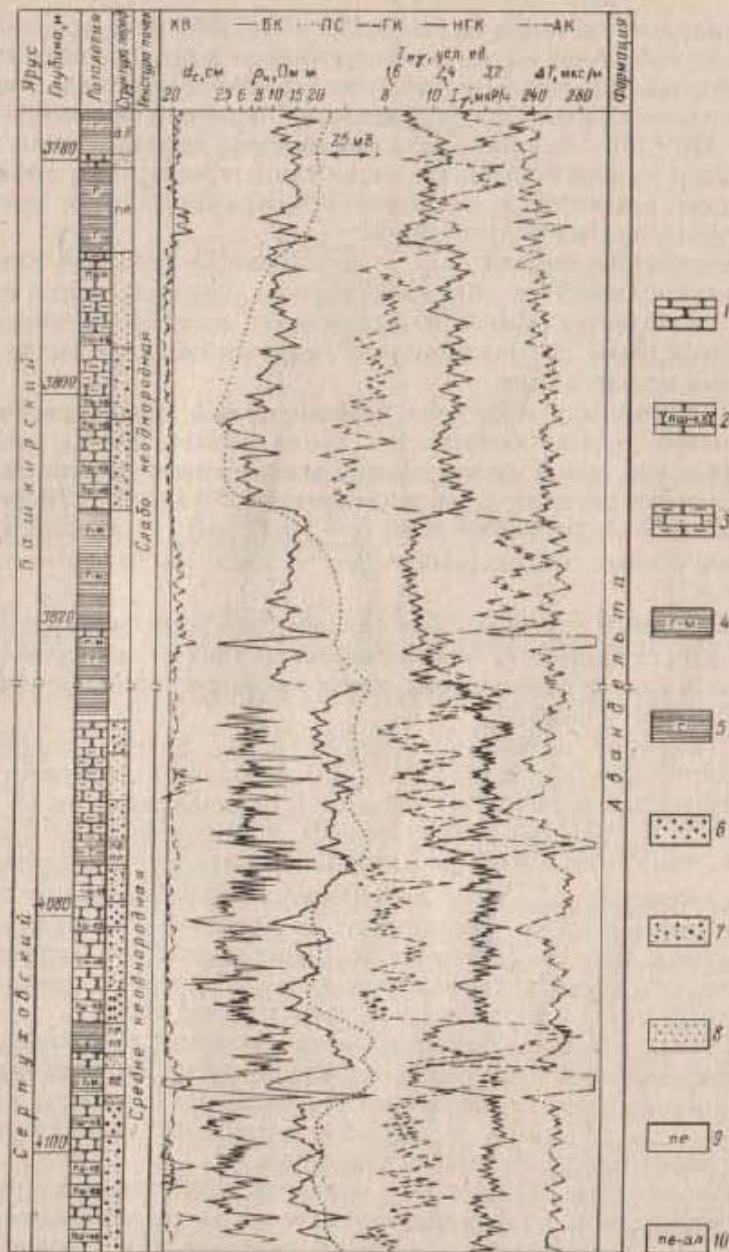
Отсутствие четкого проявления градиционной слоистости, плохая сортировка зерен, повышенная радиоактивность, обилие органики растительного происхождения, найденной в ядре, - все это является признаками прибрежно-морских условий седиментации.

Глинистым породам, залегающим ниже и выше горизонта С<sub>5</sub>, свойственны высокие сопротивления ( $\rho_{\text{БК}} = 15+20$  Ом·м) и радиоактивность ( $I\gamma \approx 14$  мкР/ч), что свидетельствует об их эпиконтинентальном генезисе (надводная дельта). Они относятся к регрессивным (в сравнении с песчаниками) отложениям.

Горизонт С<sub>4</sub> в скв. 5-Разумовская представлен пластом песчаника мощностью 20 м, залегающим в глинах высокого сопротивления. Песчаник кварц-полевошпатового состава ( $I\gamma = 2-5,5$  мкР/ч), от средне-до тонкозернистого, преобладают мелкозернистые разности. Структура песчаного тела указывает на трансгрессивно-регрессивные процессы, происходящие в период его формирования: над глинистым пластом залегают мелкозернистый песчаник (интервал 4024-4021 м), выше - мелко-среднезернистый (интервал 4021-4016 м), последний перекрыт алевритом (относительная трансгрессия) и затем мелко-сред-

Рис. 38. Геофизическая характеристика отложений горизонта С<sub>5</sub> серпуховского возраста нижнего карбона и Б<sub>12</sub> банкирского яруса среднего карбона по скв. 5 Разумовской площади.

Породы: 1 - песчаник кварцевый, 2 - песчаник кварц-полевошпатовый, 3 - песчаник глинистый, 4 - аргиллит гидрослюдисто-монтмориллонитовый, 5 - алеврит гидрослюдистый; структура пород: 6 - среднезернистая, 7 - мелкозернистая, 8 - тонкозернистая, 9 - алевро-пелитовая, 10 - алевритовая



незернистым песчаником (интервал 4014-4004 м), с постепенно увеличивающимся по вертикали размером зерен (градационная слоистость). Подобные процессы осадконакопления характерны для устьевых баров. Они отражены в W-образной форме кривых ГК и ПС [15]. Однако слабо выраженная градационная слоистость и плохая сортировка зерен свидетельствуют о преобладающем влиянии в процессе осадконакопления речной динамики над волноприбойной.

Отложения горизонта С<sub>4</sub> перекрыты 15-метровой толщей плотных аргиллитов континентального генезиса, выше которых наблюдается тонкое переслаивание аргиллитов морского происхождения и известняков с нарастанием количества последних по вертикали.

По парагенезу литотипов, геофизическим характеристикам глинистых пород, залегающих выше горизонтов С<sub>4</sub>, можно судить о том, что в период между отложениями горизонтов С<sub>4</sub> и В<sub>12</sub> неоднократно происходила смена фаций от морских шельфовых ( $\rho_{БК} = 6 \pm 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ,  $I_{\gamma} = 10 \pm 12 \text{ мкР/ч}$ ) до континентальных надводнодельтовых ( $\rho_{БК} = 15 \pm 20 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ,  $I_{\gamma} = 12 \pm 14 \text{ мкР/ч}$ ).

Максимум трансгрессии в скважинном пересечении фиксируется на глубине 3072-3046 м: разрез состоит из переслаивания морских глин и известняков, образованных в условиях удаленного от берега шельфа.

Отложения песчаников горизонта В<sub>12</sub> имеют следующие геофизические показатели (рис. 38): повышенные и растущие по вертикали значения естественной радиоактивности от 6 до 9 мкР/ч и удельных электрических сопротивлений от 6 до 15 Ом·м, снижение в этом же направлении амплитуды аномалий ПС и значений  $\Delta T$  от 250 до 240 мкс/м. Подобная характеристика указывает на уменьшение во времени размеров зерен песчаника, рост его глинистости. Выше песчаники постепенно переходят в алевролиты, морские аргиллиты и известняки, что свидетельствует о нарастающей трансгрессии моря.

Таким образом, башкирско-серпуховские отложения на рассматриваемой территории полифациальны. Это предопределяет литологическую изменчивость пород по площади, нестабильность реперов и отсюда сложность построения погоризонтных геологических моделей.

Расчленение разрезов всех скважин, пробуренных в пределах территории, на формационные комплексы позволило осуществить корреляцию пластов на генетическом уровне. По комплексу геофизических исследований скважин выделены реперы (рис. 39): пласты известняков горизонта В<sub>10</sub>, тонкий реперный пласт Rр1 известняка и аргиллита, залегающий

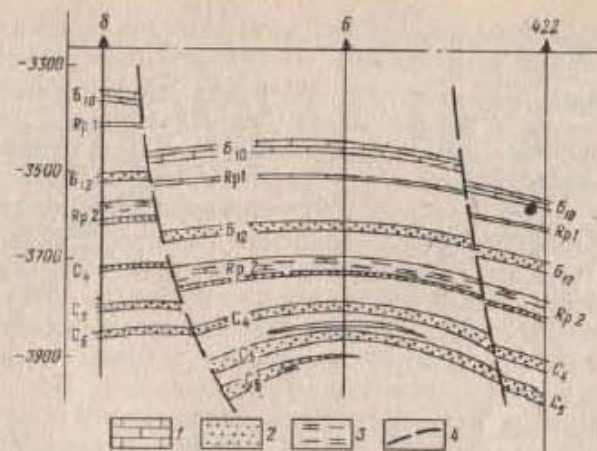


Рис. 39. Схематический геологический профиль по линии скв. 8-Разумовская - 6-Дорошевская - 422-Разумовская:  
1 - известняки; 2 - песчаники; 3 - тонкое переслаивание известняков и аргиллитов; 4 - тектонические нарушения

между В<sub>10</sub> и В<sub>12</sub>, пачка песчаников горизонта В<sub>12</sub>, трансгрессивная пачка тонкого переслаивания известняков и аргиллитов (Rр 2).

На основе выделенных реперов построены детальные геологические профили, показывающие условия залегания песчаных тел на пластовом уровне (см. рис. 39), а также карты изопакит песчаных тел горизонтов С<sub>5</sub>, С<sub>4</sub>, В<sub>12</sub> и их литофациальные изменения в пределах площади (рис. 40). Полученные материалы позволяют восстановить условия седиментации на исследованной территории.

На протяжении серпуховского и нижнебашкирского времени территория представляла собой прибрежно-морскую полосу с мигрирующей во времени береговой линией. Распределение мощностей песчаного тела горизонта С<sub>5</sub> показывает (см. рис. 40), что рельеф прибрежной зоны был расчленен, в нем выделяются два речных русла, разделенные валообразными поднятиями. Это предположение основано на различной геофизической характеристике пород в расположенных рядом скважинах. Так, песчаникам горизонта С<sub>5</sub>, вскрытым скв. 8, свойственна градационная слоистость трансгрессивного типа: сопротивления на кривой МБК растут постепенно от 5 до 25 Ом·м,  $I_{\gamma}$  - от 4 до 8 мкР/ч, что свидетельствует об уменьшении размера зерен во времени от средних до тонких разностей, переход их в кровле песчаной пачки в плотные алевролиты.

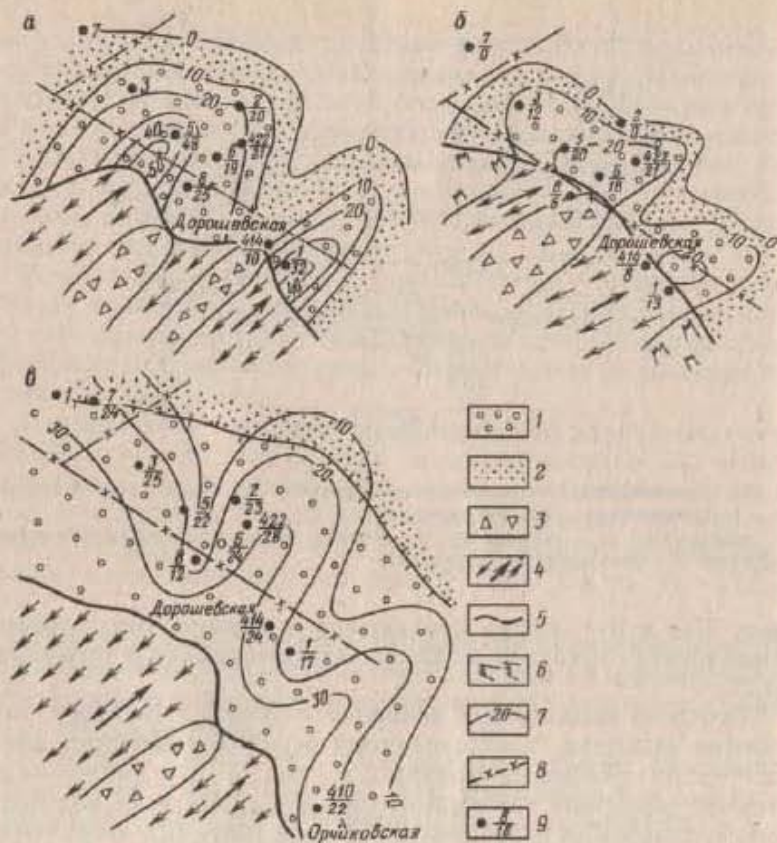


Рис. 40. Карты изопакт песчаных тел горизонтов Разумовско-Дорошевской зоны:

а - С<sub>5</sub>, б - С<sub>4</sub>, в - В<sub>12</sub>; 1 - отложения дельты; 2 - отложения дистальной части бара; 3 - прибрежные валы; 4 - надводнодельтовые отложения; 5 - береговая линия; 6 - марши; 7 - изопакты песчаных тел; 8 - тектонические нарушения; 9 - в числителе - номер скважины, в знаменателе - мощность песчаного тела, м

Повышенная дифференциация кривой бокового микрокаротажа свидетельствует о неоднородной структуре слоев, недостаточной сортировке зерен, что характерно для прирусловой зоны. В скв. 6 по данным ГИС эти же отложения более тонкозернистые и более глинистые. Им свойственны колебания сопротивлений от 25 до 75 Ом·м,  $I_{\gamma}$  - 4 до 11 мкР/ч, а текстура пачки имеет *W*-образную форму, свидетельствующую о трансгрессивно-регрессивных процессах, происходивших при формировании песчаного тела.

Песчаники, вскрытые скв. 414 Дорошевской площади, тонкозернистые, глинистые ( $I_{\gamma} = 4,8$  мкР/ч), с признаками как прибрежно-морского, так и континентального (прослой углей) генезиса. В расположенной рядом скв. 1 мощность этих же отложений в три раза больше, они образуют баровое тело: кривые ГК, ПС,  $\Delta T$  показывают трансгрессивно-регрессивный тип градиционной слоистости (*W*-образная форма кривых).

Ширина песчаного тела горизонта С<sub>5</sub> изменяется от 2,5 до 10 км, а протяженность в сторону углубления моря составляет  $\approx 5$  км. В скв. 7 горизонт представлен известняками и уплотненными карбонатными песчаниками. Следовательно, область развития песчаников небольшая. Морфология песчаного тела (см. рис. 40), повышенная глинистость, плохая сортировка зерен, отсутствие градиционной слоистости свидетельствует о том, что формирование его происходило под преимущественным влиянием речных процессов. Динамика морских волн сказывалась слабо.

Песчаные образования горизонта С<sub>4</sub> представляют собой небольшие унаследованные устьевые бары (см. рис. 39). Трансгрессия моря была меньше и в скв. 8, 414, 1, горизонт С<sub>4</sub> представлен отложениями надводной дельты. Об этом свидетельствуют прослой угля, хорошо диагностируемые по комплексу ГИС по высоким сопротивлениям, снижениям значений  $I_{\gamma}$  и  $I_{\gamma}$  и всплескам положительных амплитуд на кривых  $\Delta T$ .

Распределение коллекторов в пределах песчаных тел верхнесерпуховского возраста происходило по законам концентрации крупно- и среднезернистых разностей в речных потоках. Лучшие коллекторы сконцентрированы в зонах наибольшего развития мощностей. С удалением от области сноса зернистость уменьшается и песчаники теряют емкостные и фильтрационные свойства. Так, наибольшие скопления коллекторов в горизонте С<sub>5</sub> сосредоточены в районе скв. 5, 8 и 1, находящихся вблизи устьев рек. Здесь эффективные мощности составляют соответственно 32, 17, 18 м. Существенно меньше коллекторов обнаружено в отложениях горизонта С<sub>4</sub>, где песчаники сильно заглинизированы. Максимальные значения  $h_{эф} = 15$  м вскрыты скв. 5 Разумовской площади.

Башкирское время осадконакопления характеризуется развитием трансгрессивных комплексов. Формирование песчаных тел горизонта В<sub>12</sub> на территории происходило в условиях сравнительного удаления от береговой линии. Песчаники лучше сортированные, более однородные, их мощность мало меняется по площади, однако еще улавливается унаследованность речных русел, отраженных в морфологии песчаных тел (см. рис. 39).

Таким образом, информация, содержащаяся в диаграммах каротажа, позволила определить седиментационные модели песчаных тел горизонтов С<sub>5</sub>, С<sub>4</sub>, В<sub>12</sub>, которые представляют собой унаследованные во времени устьевые бары, образованные двумя небольшими русловыми потоками, впадающими в морской бассейн.

В представленной на рис. 40 повторяющейся во времени дельте древней реки, впадающей в морской бассейн в районе нынешнего расположения Разумовской структуры, можно выделить три основных цикла: равновесный, деструктивный и конструктивный. В период отложения песчаного тела, относимого к горизонту С<sub>5</sub>, энергия реки была сопоставима с энергией моря, а скорость прогибания бассейна не превышала скорости привноса материала. Такое заключение можно сделать на основании небольшого распространения обломочного материала в глубь моря, плохой сортировки зерен, сравнительно небольшой мощности песчаного покрова, а также слабого проявления градиционной слоистости.

В последующий период (горизонт С<sub>4</sub>) дельта отступила в сторону суши, что может свидетельствовать либо о процессах регрессии моря, либо об углублении дна бассейна со скоростью, превышающей привнос песчаного материала.

Дельта, сформированная в нижнебашкирское время (В<sub>12</sub>), говорит о конструктивном периоде дельтообразования.

Таким образом литофациальный анализ по данным ГИС позволил установить природу песчаных тел, развитых в серпуховско-башкирском продуктивном комплексе в пределах южного склона Днепровско-Донецкой впадины. В дальнейшем это позволит более рационально вести разведку на нефть и газ. Кроме того, возможность оконтуривания систем повторяющихся во времени дельт методами ГИС дает фактографическую основу для проведения их картирования методами сейсморазведки.

#### 4.3. ПРИМЕНЕНИЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПО ДАННЫМ ГИС И СЕЙСМОРАЗВЕДКИ ДЛЯ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗА КОЛЛЕКТОРОВ

##### 4.3.1. Мало-Балыкское месторождение

Мало-Балыкское нефтяное месторождение расположено в пределах Сургутского свода Западно-Сибирской низменности. Одним из его продуктивных горизонтов является ачимовская толща нижнего мела, представленная песчано-алевритовыми отложениями (пласты ВС 16-22), которые образовались, по со-

временным представлениям, в условиях относительно глубокого (200-400 м) моря в основании клиноформы, простирающейся в меридиональном направлении.

Песчаные тела приурочены, главным образом, к подошвам клиноформенного комплекса, краевым частям шельфа и шельфу. Кластический материал с кромки шельфа транспортировался к подножию склона различными видами подводных потоков (конусы выноса, мутьевые, турбидитные потоки и т.д.). Выявление зон распространения коллекторов в этих условиях только по данным бурения мало эффективно. Причиной является наклонное залегание пластов, сложные закономерности аккумуляции песчаников, направлений подводных потоков, палеорельеф подножия склонов и т.д. Соответственно имеются трудности в корреляции кривых ГИС как между месторождениями, так и в пределах месторождений. Ловушки нефти являются структурно-литологическими.

Основная геологическая задача - по комплексу данных сейсморазведки и ГИС восстановить геологическую модель продуктивных горизонтов в клиноформном комплексе неокома (пласты ВС<sub>22</sub>, ВС<sub>21</sub> и ВС<sub>17</sub>), дать прогноз развития в них коллекторов с целью постановки разведочного бурения и создания основы для подготовки рациональной технологической схемы разработки месторождения.

По комплексу ГИС разрез ачимовских отложений в данном районе представлен чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов. Переход от песчаников к глинам и от глин к песчаникам, как правило, постепенный. Снизу вверх по разрезу песчаность возрастает. В верхней части продуктивной пачки, общая толщина которой достигает 150 м, качество коллекторов ухудшается, возрастает карбонатность (по керну встречаются участки седиритизации). Выше по разрезу залегает пачка песчанистых глин (толщина около 300 м), которые формируют тело клиноформ и в кровле которых отлагались песчаные пласты шельфа (ВС<sub>10</sub> - В<sub>1</sub>).

Коэффициенты пористости песчаников ачимовской пачки достигают 20%, остаточная водонасыщенность продуктивных пластов почти 30%.

Первым этапом построения детальной модели являлось изучение особенностей формирования дна морского бассейна в области разгрузки подводных потоков. Ключевым моментом решения данной задачи является изучение палеотектонического режима.

Для оценки влияния тектонического режима на характер осадконакопления изучались толщины интервалов по данным ГИС в пределах сейсмостратиграфических комплексов. В каче-

стве границ толщ комплексов были выбраны подошва и кровля отложений баженовской свиты, подстилающих пласт BC<sub>22</sub> (сейсмофацция В), кровля пласта BC<sub>21</sub> (Д<sub>8</sub>), кровля пласта BC<sub>16</sub> (Д<sub>14</sub>) (рис. 41). Практически все эти границы контролируются сеймостратиграфическими реперами, что снижает вероятность ошибок межскважинной корреляции. Следует отметить, что выбор опорных горизонтов для тектонического анализа в пределах клиноформного комплекса представляет определенные трудности, поскольку для анализа требуется рассматривать пачки пластов, формирование которых завершалось выравниванием дна осадочного бассейна. Однако в общем случае для клиноформных комплексов характерно, как правило, образование положительных форм наращивания подводного рельефа. Некоторое исключение может составлять дистальная часть фронта клиноформы, формирующая покровные отложения.

При анализе толщин отложений баженовской свиты (20-30 м, время накопления около 10 млн. лет) и непосредственно залегающих на них пластов BC<sub>21+22</sub> (20-90 м, время формирования десятки-сотни тысяч лет) установлено значительное несоответствие толщин. Такое различие в толщинах может быть обусловлено тремя причинами: формированием резко дифференцированных положительных форм подводного рельефа в основании клиноформы обломочным материалом пласта BC<sub>21-22</sub>, транспортируемым трубидитными и мутьевыми потоками; выравниванием формируемого тектоническими процессами подводного рельефа; влиянием обоих перечисленных факторов. Более вероятен второй процесс по следующим причинам.

1. Пласты BC<sub>21+22</sub> представляют собой дистальную часть основания клиноформы (клиноформный комплекс I на рис. 41), основное тело которой расположено восточнее Мало-Балыкского месторождения. Известно [18, 19], что дистальные части склоновых фаций на ровных поверхностях дна водного бассейна образуют покровы со слабовыраженным рельефом и, следовательно, в пределах Мало-Балыкского месторождения толщина пласта BC<sub>21+22</sub> должна была бы быть выдержана.

2. Графики зависимости абсолютных отметок базового горизонта (кровли баженовской свиты) от толщины пачки пластов (от базового горизонта до кровли пласта BC<sub>22</sub>) представляют собой совокупность точек, которые можно аппроксимировать двумя прямыми линиями. Такой вид графиков соответствует обстановке накопления обломочного материала в условиях дифференцированного рельефа, завершившейся выравниванием дна бассейна обломочным материалом изучаемой пачки пластов (линия с большим наклоном соответствует областям-наиболее погруженной части палеорельефа) (рис. 42).

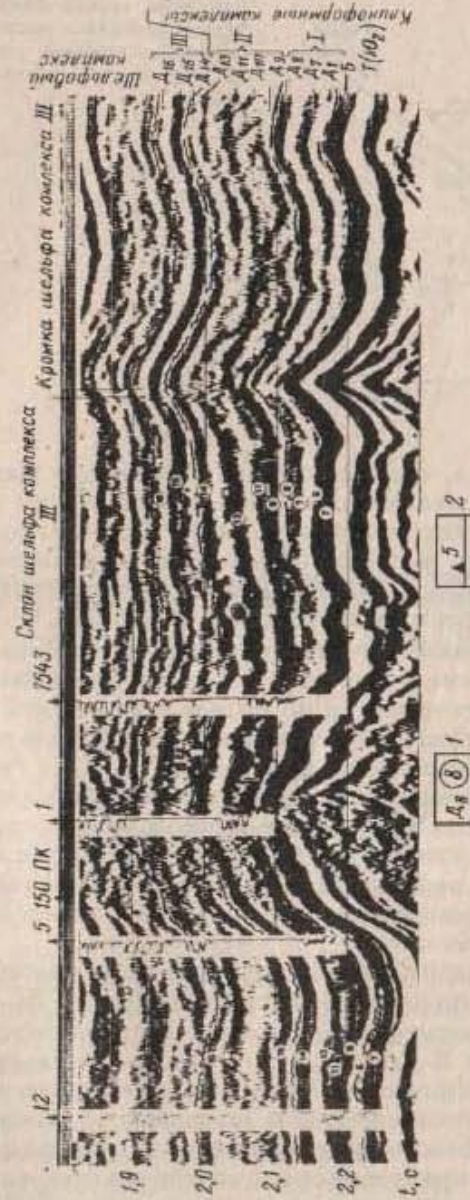


Рис. 41. Сейсмический разрез по Пр 6 и результаты его структурно-фацциальной интерпретации: 1 - отражающие горизонты, 2 - скважины и их номера (вытеснены кривые ПС)

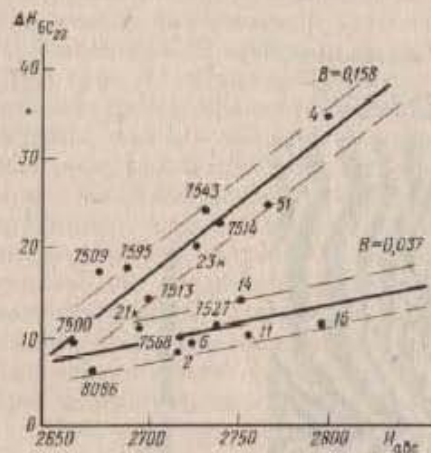


Рис. 42. Корреляция толщины пласта BC<sub>22</sub> и абсолютной отметки глубины залегания кровли баженовской свиты Мало-Балыкского месторождения. Цифры на графике - номера скважин, В - тангенс угла наклона усредняющей прямой

Уместно отметить, что аналогичный график для вышележащих отложений не позволил из-за большой дисперсии точек найти коэффициент в (угол наклона прямой). Одной из причин отсутствия связи здесь является образование положительных форм подводного рельефа за счет обильного поступления обломочного материала при формировании пластов BC<sub>16+20</sub>.

3. Повышенные значения толщин пачки BC<sub>21+22</sub> совпадают с пониженными участками рельефа на современной структурной карте, построенной по кровле баженовской свиты.

4. Анализ временных сейсмических разрезов показал, что отражающая граница Д<sub>7</sub> (кровля пласта BC<sub>21</sub>) "упирается" в нижележащие отражающие границы в области Мало-Балыкского поднятия (см. рис. 41). Таким образом, можно сделать вывод, что накопление нижней части ачимовской толщи происходило одновременно с дифференцированными изменениями рельефа дна осадочного бассейна и, соответственно, определялось тектоническими процессами.

Доминирующее направление сноса кластического материала оценивалось по данным сейсморазведки и ГИС.

Палеовременные разрезы, карты изопакит отложений между горизонтами В-Д<sub>13</sub>, Д<sub>8</sub>-Д<sub>13</sub>, В-Д<sub>14</sub> свидетельствуют о том, что толщину выделенных пачек в нижней части клиноформ и направления наклонов границ возрастают с запада на восток, т.е. снос обломочного материала шел с востока (см. рис. 41). Аналогичное направление сноса материала при отложении пластов BC<sub>21+22</sub> подтверждается и данными ГИС по картам удельных электрических сопротивлений (УЭС) глин в кровле BC<sub>21</sub> (отражающий горизонт Д<sub>9</sub>).

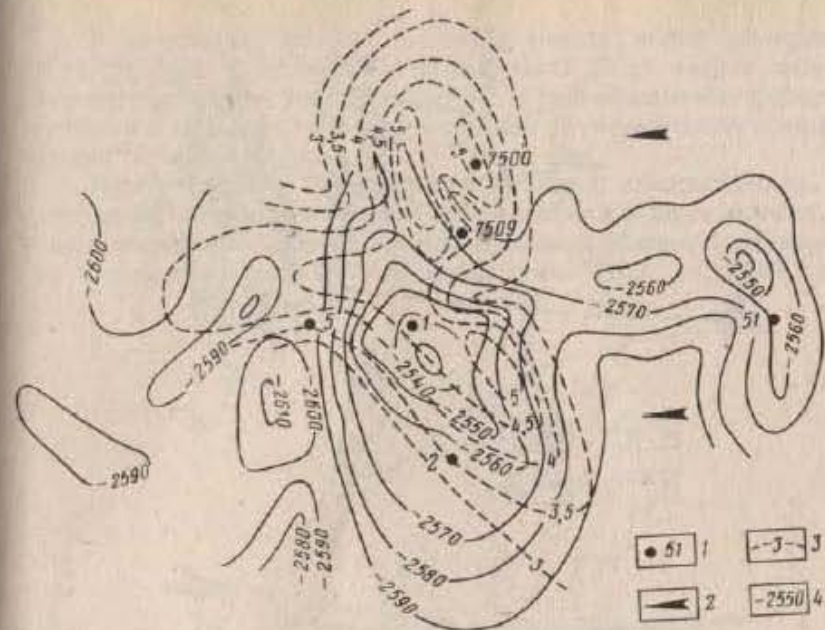


Рис. 43. Структурная карта по кровле баженовской свиты (по данным сейсморазведки) и изолинии равных значений УЭС глин между пластами BC<sub>21</sub>, BC<sub>22</sub>: 1 - номера скважин; 2 - направления палеопотоков; 3 - изолинии УЭС, Ом·м; 4 - изоглубины, м

В зонах наибольшей энергии потока и в зонах потери энергии УЭС глин возрастает, так как в этих обстановках в глинах увеличивается количество песчаных частиц. На рис. 43 видно, что снос материала шел с востока. Поток, теряя энергию на склонах поднятий (скв. 1, 7595), откладывал грубозернистый материал. При этом тонкозернистый материал растекался по впадинам (скв. 14, 7509, 7513, 4), перетекал и облекал поднятия в рельефе (зоны пониженных УЭС).

Проходя между двумя поднятиями (между скв. 1 и скв. 7595) поток терял энергию в зоне повышенных глубин бассейна (скв. 5, 12, 15), формируя зону опесчаненных глин, подобную конуса выноса.

Таким образом, сравнение моделей по данным сейсморазведки и ГИС позволяет сделать вывод, что песчаноглинистые тела пластов BC<sub>21+22</sub> (клиноформенный комплекс I) формировались в дистальной части клиноформы в условиях роста структуры Мало-Балыкского поднятия, при поступлении обломочного материала в направлении с востока на запад.

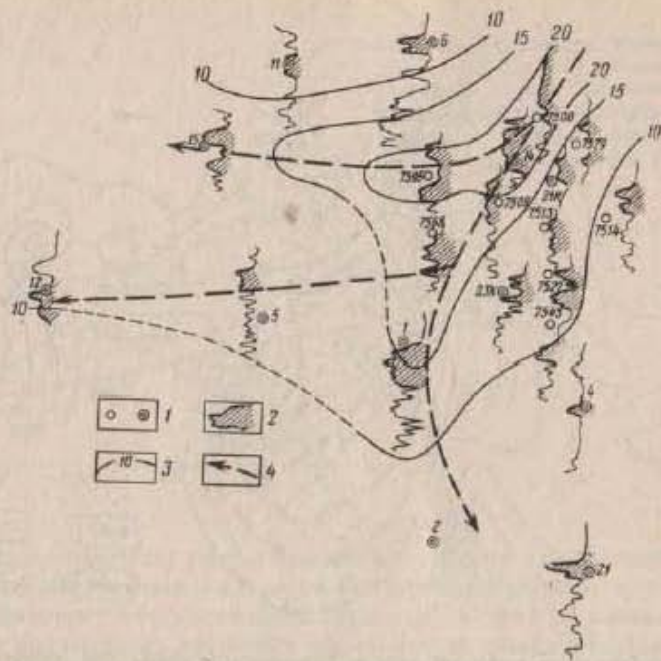


Рис. 44. Палеогеоморфологическая карта и план-диаграмма кривых ПС пласта BC<sub>17</sub> по данным ГИС:  
1 - разведочные и эксплуатационные скважины; 2 - кривые ПС (заштрихована песчаная часть); 3 - изопахиты пласта песчаника горизонта BC<sub>17</sub>, м; 4 - направления подводных потоков

Контролирующим признаком формирования песчаных тел является структурный план по кровле отложений баженовской свиты.

Основным эксплуатационным объектом ачимовской пачки является пласт BC<sub>17</sub> (отражающий горизонт D<sub>13</sub> клиноформного комплекса П). Для анализа условий формирования этого пласта по данным ГИС применялся прием изучения морфологии песчаных тел. Для этого была построена план-диаграмма кривых ПС (рис. 44). Анализ план-диаграммы позволил выделить основные направления простирания песчаных тел: с северо-востока на юго-запад и с востока на запад.

В соответствии с основными направлениями простирания песчаных тел выбирались профили для изучения их формы и поперечных сечений. Кроме того, строились карты толщин песчаных пластов BC<sub>17</sub> (рис. 44), толщин пачек пластов от ниже- и вышележащих относительно пласта песчаника BC<sub>17</sub> реперов до подошвы и кровли песчаного тела соответственно.

В результате анализа перечисленных выше материалов установлено, что песчаные тела пласта BC<sub>17</sub> имеют линейно вытянутую форму по простиранию и двояковыпуклую форму в сечении с постепенным уменьшением песчаности в направлении от оси линейных тел.

Перечисленные признаки позволили предположить, что песчаный материал является отложениями конуса выноса, питающий канал которого транспортировал обломочный материал с северо-востока на юго-запад (скв. 7500, 14, 7509, 1). В

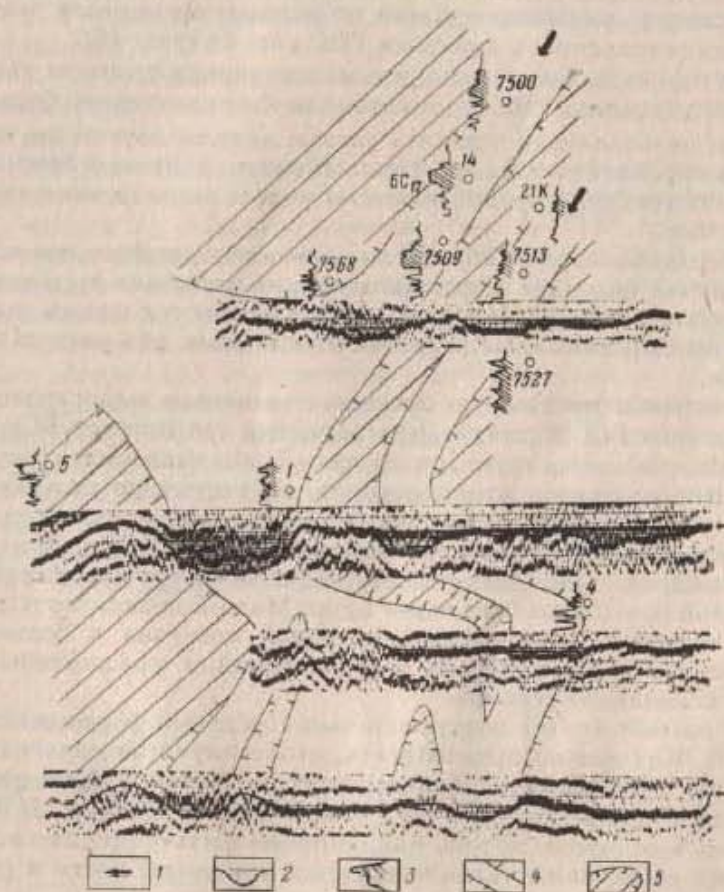


Рис. 45. Сопоставление геологической модели пласта BC<sub>17</sub> по данным ГИС с палеореконструкциями временных разрезов:  
1 - отражающий горизонт D<sub>13</sub>; 2 - подводные каналы; 3 - пласт горизонта BC<sub>17</sub>, выделяемый на кривой ПС; 4 - границы песчаных тел по данным ГИС и сейсморазведки; 5 - области промежутков между песчаными телами каналов

пределах Мало-Балыкского поднятия поток разделялся на серию рукавов, ответвляющихся от основного потока в западном направлении (скв. 7595, 14 и скв. 7568, 1, 5). В основной части потока песчаники имеют толщину более 20 м, т.е. должны выделяться на временных разрезах.

Таким образом, по данным ГИС были выделены фации основного потока (скв. 7500, 14, 7509), ответвлений потока (скв. 7568, 7527 и др.), фации промежутков между каналами (скв. 4).

Для проверки описанной выше геологической модели были построены ралеореконструкции по данным временных разрезов и сопоставлены с данными ГИС рис. 44 (рис. 45).

Из сопоставления видно, что на временных разрезах выделенные по данным ГИС фации отличаются характерной формой записи, позволяющей отделить разные каналы друг от друга и протрассировать их в плане. Таким образом, данные сейсморазведки подтвердили предполагаемую модель формирования песчаных тел.

Специальные виды обработки временных разрезов позволили выявить наиболее информативные их виды для выделения подводных потоков. Наиболее четко выделяются фации после дифференцирования, на разрезах мгновенных фаз, модульном разрезе.

Уместно отметить, что согласно описанным выше геологическим моделям формирование песчаных тел пластов БС<sub>21+22</sub> контролировались структурным планом дна осадочного бассейна, в целом совпадающим с современным структурным планом. Для пласта БС<sub>17</sub>, напротив, распределение песчаных тел практически не определяется структурным планом. При этом меняется направление поступления обломочного материала и основной поток проходил через купол Мало-Балыкского поднятия, поскольку обломочный материал поступал в большом количестве и доминировал в формировании положительных форм подводного рельефа.

В соответствии с описанной выше моделью формирования пласта БС<sub>17</sub> можно предполагать, что наилучшие коллекторы связаны с фациями основных потоков, которые и следует в первую очередь выделять по данным сейсморазведки. В свою очередь в основном потоке наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами характеризуются приосевые части и свойства эти ухудшаются к краевым частям потока.

Очевидно, что, опираясь на временные разрезы, можно достаточно уверенно интерполировать распределение песчаных тел между скважинами и выделять в плане области развития песчаных тел.

Идентификация принадлежности той или иной части временного разреза и выделенной фации дает возможность представить каротажную и петрофизическую характеристику разреза.

Для перехода к количественным оценкам свойств разреза, прогнозируемого по данным сейсморазведки в результате интерполяции между скважинами (учитывая их редкую сеть) и экстраполяции за пределами разбуренного участка, были проведены следующие исследования.

1. Уточнены признаки выделения фаций по данным сейсморазведки и ГИС.

2. Построены связи сейсмических и промыслово-геофизических параметров с учетом фациальной принадлежности участков разреза.

На рис. 45 приведены примеры представления группы параметров, характеризующих фации основного потока (скв. 14, фация 1), боковых потоков (скв. 5, 7527, фация 2) и промежутков между потоками (скв. 4, фация 3). В качестве признаков выбраны средние значения  $\alpha_{ПС}$ , коэффициентов пористости ( $k_{п}$ ), толщины песчаных ( $H_{пес}$ ) и глинистых ( $H_{гл}$ ) тел, суммарная толщина пачки БС<sub>17</sub> ( $H$ ), амплитуда сейсмического сигнала ( $A$ ), акустические жесткости ( $v \sigma$ ).

Параметр  $A$  зависит от  $\alpha_{ПС}$  ( $a$ ),  $\alpha_{ПС\text{песч}}$  (песчаных прослоев) и коэффициента песчаности  $k_{песч}$  (рис. 46). Линии регрессии проведены с учетом классификации по фациям 1-3, сами кривые построены по скважинам, расположенным на сейсмических профилях или вблизи них. Для построения зависимостей выбраны значения  $\alpha_{ПС}$ , поскольку по этому параметру в отложениях мела Западной Сибири определяются коэффициенты

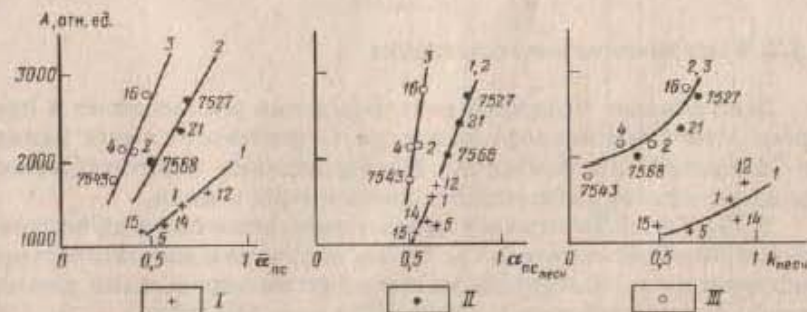


Рис. 46. Корреляция амплитуды  $A$  сейсмического сигнала с  $\alpha_{ПС}$ ,  $\alpha_{ПС\text{песч}}$  и коэффициентом песчаности. Шифр кривых - индексы фаций; точки на графиках - номера скважин; I-III - фации соответственно основного потока, боковых потоков, межпотоковых.

пористости и проницаемости. На рисунке видно, что если предварительно сделать классификацию по фациям, то можно получить весьма устойчивые связи сейсмических и промыслово-геофизических параметров.

На графиках  $A = f(\alpha_{\text{ПСпесч}})$  скважины, вскрывшие фации потоков, попадают в одну область, что вполне объяснимо, так как  $\alpha_{\text{ПСпесч}}$  характеризует качество коллекторов, которое в свою очередь для песчаных прослоев потоков обоих типов близко и значительно хуже в промежутках между потоками (краевые части и области замещения коллекторов). На графиках  $A = f(k_{\text{Песч}})$  сближаются точки для скважин, вскрывших фации 2 и 3, так как коэффициент песчаности характеризует количество коллекторов (плохих и хороших), которое близко у фаций 2, 3 и резко большое у фации основных потоков 1.

Графики рис. 46 и типы лучевых диаграмм можно использовать при дальнейшем бурении скважин для определения фациальной принадлежности вскрываемых пластов БС<sub>17</sub>.

Итогом историко-геологического анализа на базе данных ГИС и сейсморазведки в соответствии с геологическим заданием было построение прогнозной карты распределения коллекторов и рекомендации на бурение скважин с целью проверки прогноза.

В целом полученные данные могут служить основой для составления технологической схемы на участке, освещенном только разведочными скважинами. Информация о характере распределения фильтрационно-емкостных свойств, вертикальных барьеров, базирующаяся на разработанных моделях, может быть использована при анализе и составлении проекта разработки.

#### 4.3.2. Быстринское месторождение

Быстринское нефтяное месторождение расположено в пределах Минчимскинского поднятия Сургутского свода Западно-Сибирской низменности. Месторождение многопластовое, продуктивными являются отложения юры и мела.

В 1985 г. на Быстринском месторождении была выполнена трехмерная сейсморазведка с целью получения дополнительной информации о геологическом строении месторождения для оптимизации разработки пластов БС<sub>18-20</sub> и АС<sub>7-8</sub>.

Литологически продуктивные горизонты БС<sub>18-20</sub> сложены песчаниками и алевrolитами с прослоями глин и аргиллитов. В отдельных интервалах наблюдается карбонатизация перечисленных литологических разностей.

Природа формирования песчаных тел аналогична природе песчаников Мало-Балыкского нефтяного месторождения - осадочные отложения сформировались в условиях фондоформы клиноформенного комплекса и относятся к ачимовской пачке.

При относительной выдержанности толщины пачки (в среднем около 50 м) коллекторы распределены крайне неравномерно. Эта особенность находит свое отражение и в сложном характере сейсмического волнового поля.

С целью повышения выразительности сейсмической записи была проведена дополнительная обработка исходных временных разрезов по программе двойного дифференцирования. Полученные материалы были использованы для построения карт изохрон и амплитуд. В структурном плане поверхность отражающего горизонта БС<sub>18-20</sub> в сглаженном виде повторяет строение нижележащих горизонтов. Однако сложность волновой картины не позволяет проследить непрерывно и построить карты по отражающим горизонтам, отождествляемым с раз-  
тием коллектора.

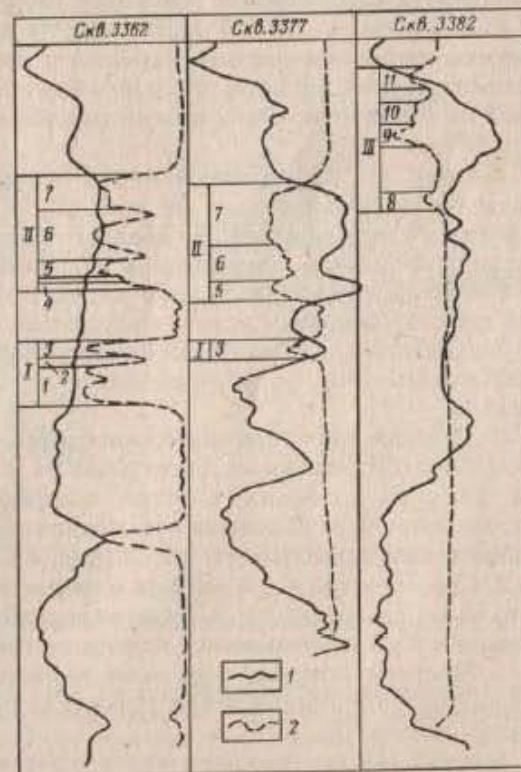


Рис. 47. Характерные кривые ИК (1) и ПС (2) для I-III циклов осадконакопления

Анализ распределения коллекторов был проведен на основе совместной интерпретации данных сейсморазведки (информация о строении палеорельефа) с результатами геологической интерпретации ГИС с учетом седиментологических особенностей формирования фондоформы клиноформенного комплекса.

На начальном этапе стратиграфической корреляции данных ГИС были выделены три основных цикла осадконакопления, сформировавших пласт БС18-20. Песчаные тела циклов разделены глинистыми перемычками (рис. 47). В пределах каждого цикла в свою очередь выделены подциклы, для детальной пространственной корреляции которых использовался методический прием анализа план-диаграмм.

В меловых отложениях Западной Сибири значения  $\alpha_{ПС}$  связаны с гранулометрическим составом песчано-глинистых пород и характеризуют энергию водной среды осадконакопления [22]. Поэтому окончательные результаты детальной корреляции были представлены в виде карт толщин одиннадцати выделенных подциклов и условных зон развития коллекторов (по значениям  $\alpha_{ПС} > 0,5$ ). Эти карты являются фактически палеогеоморфологическими картами и интерпретировались совместно с картой изохрон по кровле баженовской свиты, построенной по горизонтальным сечениям куба сейсмических данных (рис. 48, а).

На рис. 48, б приведена карта первого подцикла первого цикла осадконакопления, на рис. 48, в - седьмого подцикла второго цикла, на рис. 48, г - десятого подцикла третьего цикла (положение циклов и подциклов в разрезе указано на рис. 47).

Сопоставление структурной карты и палеогеоморфологических карт позволило сделать следующие выводы.

1. Ачимовские отложения формировались в условиях сформированного или формирующегося рельефа дна осадочного бассейна.

2. По мере наступления клиноформы шло постепенное заполнение отрицательных форм рельефа покровными потоками (рис. 48, а, б), а начиная с пятого подцикла подводный рельеф был выровнен и обломочным материалом были перекрыты наиболее приподнятые его части (рис. 48, в).

3. Существовали два направления источников сноса: с юго-востока на северо-запад в течение первого и второго цикла; с северо-востока на юго-запад в течение третьего цикла.

4. Энергия потоков в течение первого и второго циклов с юго-востока на северо-запад перестала существовать в конце второго цикла.

На рис. 48, а, б видно, что в начале песчаный материал разгружался в подножии подводных поднятий (песчаное тело

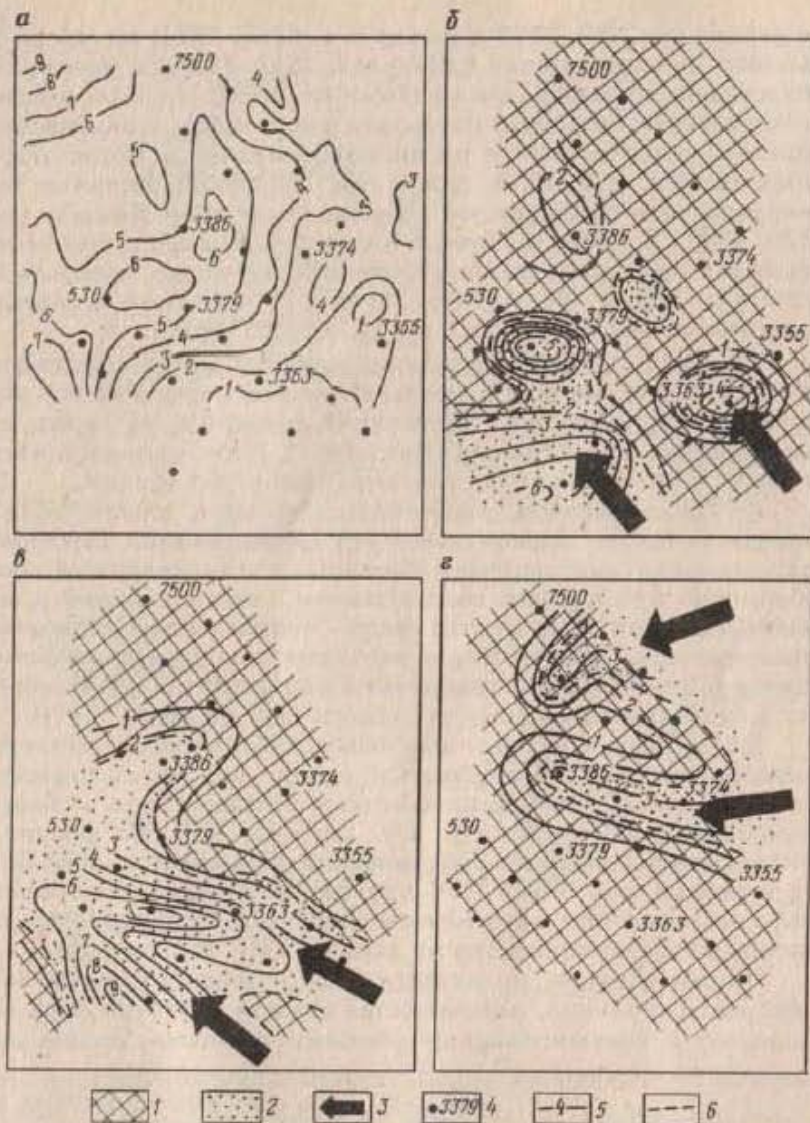


Рис. 48. Сопоставление структурной карты по отражающему горизонту Б (а) и палеогеоморфологических карт (б-г) соответственно I-III циклов осадконакопления:

1 - зона отсутствия коллекторов (низкий уровень палеогеодинамического режима); 2 - зона развития коллекторов; 3 - направление транспортировки обломочного материала в зону аккумуляции; 4 - скважина и ее номер; 5 - изолинии с условными значениями превышений структуры над наиболее погруженной частью подводного рельефа (а); изолинии толщин песчаных прослоев циклов, м (б-г); 6 - условная граница коллектор-неколлектор

в районе скв. 530, 3379 и между скв. 3379, 3374) на северо-западных склонах впадин (район скв. 3363, 3355), в межгорных перевалах (песчаные тела в районе скв. 3386). На более поздней стадии объем песчаного материала увеличился, а направление потоков прослеживается по линейно вытянутой форме песчаных тел (см. рис. 48, а, район скв. 3363, 530), песчаные тела перекрывают приподнятые участки подводного рельефа (скв. 530, 3386). В северо-восточной части района в это время откладывался преимущественно глинистый материал, который поступал туда в результате "отмыва" песчаной фракции, описанных выше потоков (скв. 3374, 3355, 3500).

Начиная с восьмого подцикла третьего цикла появляются области опесчанивания в северо-восточной части участка месторождения, имеющие простирание с востока на запад и с северо-востока на юго-запад (рис. 48, з). В юго-западной части участка в это время откладываются глинистые осадки.

5. Таким образом, особенности строения пласта БС<sub>18-20</sub> определяются на первом этапе его формирования строением палеорельефа дна морского бассейна и направлением сноса обломочного материала, соотношением в нем глинистой и песчаной фракции, а на втором этапе - направлением подводных палеопотоков. Соответственно песчаные тела первого-второго и третьего циклов осадконакопления расположены кулисообразно и гидродинамически изолированы друг от друга.

Для проверки изложенных выводов был выведен сейсмический разрез (рис. 49) по ломаной линии (рис. 50, а), пересекающей кулисообразно расположенные песчаные тела в области наибольшей песчанистости (см. рис. 48, 50). На рисунках видно, что по динамике сейсмических отражений пласта БС<sub>18-20</sub> в районе скв. 3374, 3373 наблюдаются резкие изменения, которые соответствуют отмечаемой границе кулисообразно расположенных песчаных тел по данным ГИС (см. рис. 48).

Таким образом, по данным ГИС и сейсморазведки была обоснована граница, разделяющая области развития двух песчаных тел, сформированных разными потоками, расположен-

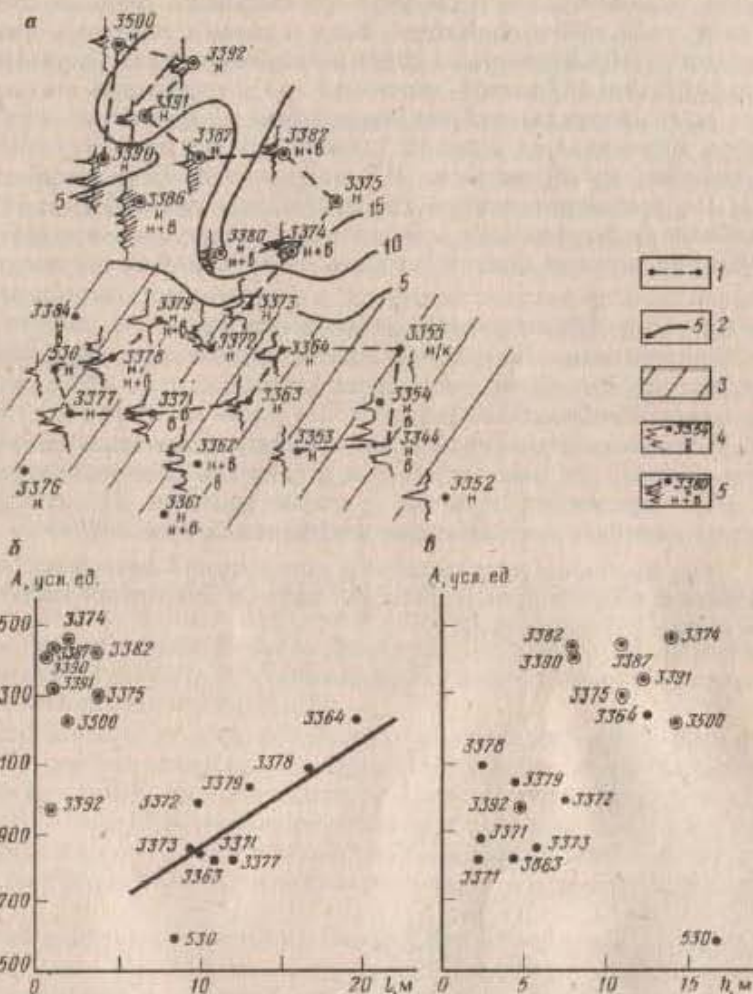


Рис. 50. Характеристика коллекторов БС<sub>18-20</sub> Быстринского месторождения по данным сейсморазведки и ГИС:

а - план-диаграмма ПС и области развития коллекторов I, II, и III циклов; б - зависимость амплитуды сейсмического сигнала от толщины глинистого пласта в кровле БС<sub>18-20</sub>; в - зависимость амплитуды сейсмического сигнала от средней толщины опесчаненной части ритмов осадконакопления; 1 - направление синтезированного профиля; 2 - зона развития и толщины (в м) опесчаненных тел цикла III; 3 - зона развития отложений I, II циклов; 4 - кривые ПС, обозначения скважин и результаты испытаний (и - нефть, в - вода) для I и II циклов; 5 - то же, для III цикла



Рис. 49. Пример временного разреза

ными кулисообразно и гидродинамически не связанными. На основе этой классификации была сделана попытка увязать динамические параметры сейсмического сигнала (мгновенную амплитуду) с толщиной песчаных тел и толщиной опесчаненных глин, перекрывающих продуктивные песчаные тела (толщина интервала от кровли песчаника до интервала глин с пониженными значениями ИК в верхней части разреза на рис. 47). По соответствующим графикам (см. рис. 50) видно, что наиболее информативна мгновенная амплитуда для выделения контакта пластов первого-второго и третьего циклов осадконакопления, определения толщины опесчаненных глин, перекрывающих песчаники первого-второго циклов.

Для песчаников третьего цикла амплитуда сейсмического сигнала практически не зависит от  $L$ , так как его значения невелики и составляют 1-5 м.

В данном случае сейсмическая информация позволяет уточнить в пределах рассматриваемого участка и спрогнозировать за его пределами границу распространения кулисообразно расположенных песчаных тел с эффективностью 82%.

Для проверки достоверности построенной детальной геологической модели использовались данные месячных эксплуатационных рапортов (МЭР).

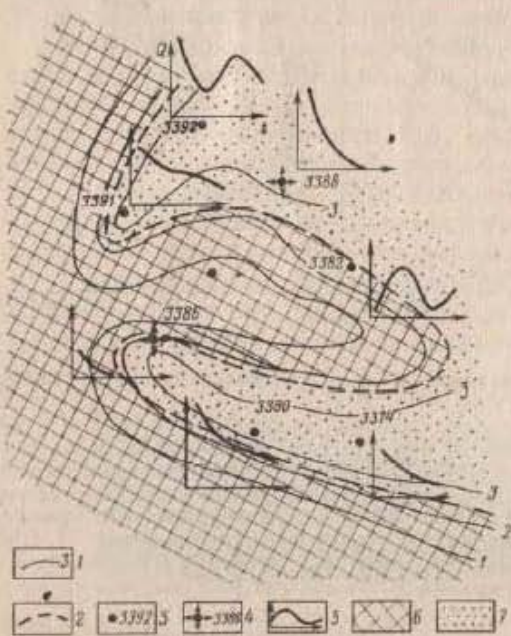


Рис. 51. Состояние разработки песчаников III цикла:

1 - толщины песчаных тел, м; 2 - условная граница коллектор-неколлектор; 3, 4 - добывающие и нагнетательные скважины и их номера; 5 - кривые месячной добычи нефти; 6, 7 - зоны соответственно низкого и высокого уровня палеогидродинамического режима

На рис. 51 приведен фрагмент песчаного тела третьего цикла осадконакопления с соответствующей информацией об эксплуатации месторождения. Из рисунка видно, что предложенная на основе историко-геологического анализа материалов геологическая модель подтверждается данными разработки. Сква. 3391, 3392, 3388, 3386, 3380, 3374 на первом этапе разработки эксплуатировались фонтанным способом на истощение.

После перевода скв. 3388 в разряд нагнетательных в скв. 3392 в результате воздействия резко возрасла добыча, а в скв. 3391, находящейся в застойной зоне, падения дебита лиц уменьшилось.

Перевод в разряд нагнетательных скв. 3386 позволил на некоторое время остановить падение дебита нефти в скв. 3380, на скв. 3374 воздействия практически нет, так как все три скважины расположены в застойной зоне. Сква. 3386 не оказывает воздействия на скв. 3391, так как между ними находится зона отсутствия коллектора.

#### 4.3.3. Северо-Даниловское месторождение

Северо-Даниловское месторождение приурочено к Шаимской зоне поднятий и Верхнекондинской зоне прогиба, расположенным в западной части Западной Сибири. Продуктивные горизонты относятся к вочулкинской толще нижней подсвиты шаимской свиты верхней юры.

Постановка задачи детального анализа строения продуктивной вочулкинской толщи обусловлена отсутствием достаточно обоснованной геологической модели, в результате чего при бурении более 20% эксплуатационных скважин оказались непродуктивными, значительная часть скважин - малодобитными. В результате 60% фонда скважин обеспечивали 90% добычи нефти.

Продуктивная толща на Северо-Даниловском месторождении (пласты П<sub>1</sub>, П<sub>2</sub>) неоднородна по фильтрационно-емкостным свойствам и толщинам песчаных пластов. Литологически разрез сложен гравелитами, грубо-, средне- мелкозернистыми песчаниками, алевролитами. На месторождении имеются участки, где пласты П отсутствуют, зоны, где в продуктивной толще фиксируются два пласта песчаника (нижний П<sub>2</sub> и верхний П<sub>1</sub>, разделенные глинистой перемычкой), зоны, где присутствует только пласт П<sub>1</sub> и области глинизации пластов П. В целом коллекторы отсутствуют в областях выхода на дневную палеоповерхность доюрского фундамента и в областях их замещения глинами на удалении от палеобереговой линии. Пласты П залегают в ряде случаев на континентальных отложениях

тюменской свиты, а местами на фундаменте (или коре выветривания).

С целью повышения эффективности эксплуатационного бурения и разработки на месторождении были проведены детализационные сейсморазведочные работы, выполнена детальная интерпретация сейсморазведочных, промыслово-геофизических данных.

В процессе интерпретации данных сейсморазведки был выполнен зональный прогноз, выделены и оконтурены следующие палеогеоморфологические элементы.

1. Вершины палеоподнятий. Наиболее высокие из них служили объектом эрозии и, соответственно, в их пределах пласт П отсутствует. В этих зонах возможно наличие нефти в зонах развития коры выветривания. На краевом обрамлении поднятий развиты песчаные тела пляжей, являющиеся хорошими коллекторами.

2. Палеосклоны и относительно приподнятые зоны. Пласты П непосредственно по волновым картинам здесь не выделяются ввиду их малой толщины (до 10 м).

3. Межостровные впадины. Хорошо прогнозируются по данным сейсморазведки; в свою очередь коллекторы прогнозируются на участках, удаленность которых от источников сноса не превышает 1-5 км.

4. Периферия месторождения. Наиболее отстоящий от палеовершин пояс заполнен главным образом глинистыми породами.

Перечисленные зоны выделялись на основании анализа волнового поля на палеореконструированных временных разрезах по отражающему горизонту Б (баженовская свита) с вынесенными на них данными ГИС [3]. В качестве информативных параметров были взяты толщины пачки от отражающего горизонта Б до горизонта А (поверхность доюрского фундамента  $\Delta H$ ), толщины пачки, включающей пласты П<sub>1</sub>, П<sub>2</sub> и разделяющий их горизонт глин  $h$  (оба параметра по данным сейсморазведки); эффективные толщины продуктивных пластов (по данным ГИС) (рис. 52).

По графику зависимости  $h = f(\Delta H)$  установлено, что при  $\Delta H < 40$  м пласты П отсутствуют, при  $(40 < \Delta H < 60)$  м наличие и отсутствие пластов почти равновероятно, при  $\Delta H > 60$  м один или оба песчаные пласты присутствуют.

На графике зависимости  $h_{эф} = f(\Delta H)$ , имеющим вид функции нормального распределения, выделены зоны отсутствия песчаников ( $\Delta H < 40-50$  м). Затем с ростом  $\Delta H$  увеличиваются  $h_{эф}$  до 12-33 м при максимуме значений в случае  $\Delta H = 70-80$  м. Далее  $h_{эф}$  падают с ростом  $\Delta H$  и достигают нуля при  $\Delta H = 90-105$  м (зона глинизации коллекторов).

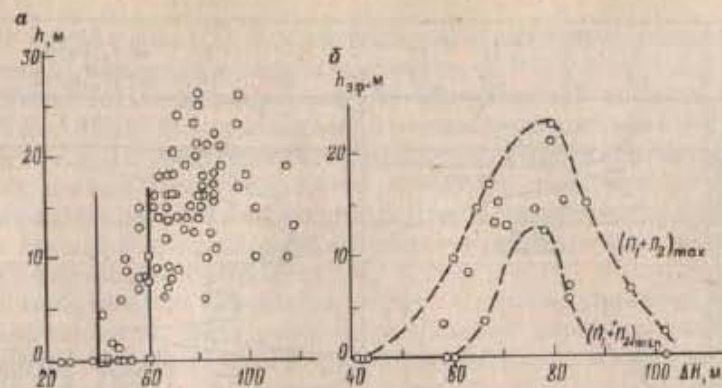


Рис. 52. Зависимость толщины (а) и эффективной толщины (б) пластов П от условных глубин раннеюрского палеобассейна Северо-Даниловского месторождения

В итоге была построена карта прогноза коллекторов.

Однако сейсмические работы были выполнены по редкой сети наблюдений, а выделение выше перечисленных зон не всегда надежно, так как толщины объектов (особенно толщины  $h$ ) находятся на пределе разрешающей способности сейсморазведки. Поэтому при интерпретации геолого-геофизических материалов появилась необходимость углубленной геологической интерпретации ГИС.

В итоге комплексной интерпретации удалось установить новые закономерности в строении коллекторов, существенно повысить надежность прогноза их развития на неразбуренных участках, что весьма важно, так как полученная согласно геологической задаче прогнозная карта планировалась как основа для составления технологической схемы разработки на неразбуренных участках.

По данным ГИС коллекторы уверенно выделяются на кривых ПС отрицательными значениями потенциалов (рис. 53). При этом повсеместно продуктивный пласт П<sub>1</sub> и нижележащий П<sub>2</sub> разделены глинистой перемычкой. В кровле пласта П<sub>1</sub> выше зоны I разрез сложен глауконитовыми глинами и песчаниками, перекрываемыми отложениями баженовской свиты.

При подсчете запасов пласта П<sub>1</sub> рассматривался как единый объект разработки. При определении эффективных толщин из общей толщины пласта вычитались зоны с повышенными значениями НК-Т, которые относились к зонам уплотнений.

Близость зон аккумуляции к источникам сноса, сложенным преимущественно эффузивными породами фундамента,

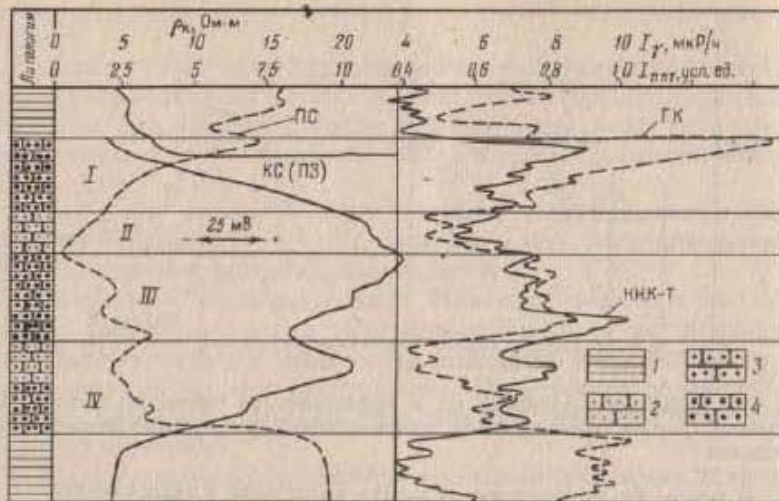


Рис. 53. Кривые ГИС по скв. 6157 Северо-Даниловского месторождения: 1 - глина, 2 - песчаник тонкозернистый, 3 - песчаник среднезернистый, 4 - песчаник грубозернистый (граувакка)

обусловила, согласно описаниям ядра, резкую дифференциацию granulometric composition пород, слагающих разрез от гальки до пелитовой фракции.

Детальный анализ кривых ПС, РК,  $d_c$ , КС позволил установить, что пласт П<sub>1</sub> делится как минимум на четыре зоны [12]:

зона I (в кровле пласта) характеризуется высокими показателями ГК и ННК-Т при их прямой корреляции; зона II - пониженными показаниями ГК и ННК-Т (обратная корреляция); зона III - средними и повышенными показаниями ГК и ННК-Т (прямая корреляция); зона IV - пониженными показаниями ГК и средними ННК-Т (обратная корреляция).

Анализ гистограмм распределений радиоактивностей песчаников зон I-IV по 60 скважинам месторождения показал следующее.

1. Радиоактивности зон I, III в два и более раза превышают радиоактивность зон II, IV.

2. Распределения в зонах II, IV близки к одномодальным, имеют четко выраженную отрицательную асимметрию, модальное значение в относительных единицах опорного пласта составляет 0,35 при диапазоне изменения относительной радиоактивности 0,2-1,0.

3. Распределения в зонах I-III - двухмодальные. Основная мода имеет значения относительной радиоактивности 0,65 (зо-

на II) и 0,55 (зона III). Второе модальное значение - около 0,85. Диапазон изменения радиоактивности от 0,3-0,4 до 1,2-1,3.

Несоответствие разрешающих способностей кривых ПС и РК (ГК + ННК-Т) (в сравнении с песчано-глинистыми разрезами, в которых уменьшение зернистости песчаников сопровождается ростом их глинистости) говорит о том, что пласт П<sub>1</sub> представлен разными литотипами, что в свою очередь обусловлено сменами фациальных обстановок осадконакопления во время формирования пласта П<sub>1</sub>.

Учитывая, что песчаники пласта П<sub>1</sub> формировались в прибрежно-морской обстановке в результате размыва выступов фундамента, сложенного высокордиоактивными эффузивами, что подтверждается ядром и данными ГИС, было сделано предположение, что более грубозернистый песчаник, обладающий высокой проницаемостью, должен иметь высокую радиоактивность. Тонкозернистые, хорошо переработанные пески, сложенные главным образом кварцем, должны иметь меньшую радиоактивность и проницаемость.

Данное предположение подтвердилось сопоставлением описаний ядра с радиоактивностью пород и сопоставлением первичных дебитов скважин при перфорации всего пласта П<sub>1</sub> и приведенным к единому штуцеру с суммарной радиоактивностью пласта  $\sum h_i (\gamma_i/\gamma_{оп})$ , где  $h_i$  - толщины пропластков,  $\gamma_i$  - их радиоактивность,  $\gamma_{оп}$  - радиоактивность опорного пласта.

В результате сопоставления данных испытаний интервалов перфорации с суммарными радиоактивностями этих интервалов получены два вида прямых зависимостей (коэффициент корреляции  $\approx 0,95$ ):

$$Q_I = 27 + 18 \sum h_i (\gamma_i/\gamma_{оп}); \quad Q_{II} = 16 + 6,4 \sum h_i (\gamma_i/\gamma_{оп}).$$

Первая зависимость получена для скважин, расположенных вблизи береговой линии на подводных поднятиях. Песчаники здесь крупно-среднезернистые с примесью гравелитов. Вторая зависимость характерна для скважин, расположенных вблизи береговой линии, но приуроченных к пониженным частям рельефа дна морского бассейна, и скважин, удаленных от береговой линии. Песчаники средне- и мелкозернистые.

Таким образом, установлено, что по данным ГК возможно выделение литотипов, оценка дебитов скважин.

Информативными при восстановлении обстановки осадконакопления оказались карты удельных электрических сопротивлений и толщин глинистой перемычки, разделяющей пласты П<sub>1</sub>, П<sub>2</sub>.

Анализ этих карт показал, что толщины хорошо отражают подводный палеорельеф осадочного бассейна. В пониженных его частях толщины глины больше и достигают 16 м, их УЭС

низкие. В приподнятых частях рельефа толщины глин меньше и глины полностью выклиниваются при приближении к береговой линии. В направлении береговой линии УЭС возрастают. Таким образом, по значениям толщины и УЭС глин можно оценивать расстояние до береговой линии.

По нашему мнению хорошо характеризуют обстановки осадконакопления графики зависимостей толщин зон I-IV от толщины глинистой перемычки (рис. 54).

На графиках выделяют следующие основные группы точек.

1. Точки 3, положение которых не зависит от толщины зоны при значительных изменениях  $H_{гг}$ , например на графике  $H_{гг} = f(H_{пII})$ .

2. Точки 1, положение которых мало зависит от толщины глинистой перемычки (при  $H_{гг} = 0; 4$  м) при значительном изменении толщины зоны.

3. Точки 2, для которых имеется функциональная связь  $H_{гг} = f(H_{пII})$ .

На графике зависимости  $H_{гг} = f(H_{пIV})$  видно, что между функцией и аргументом существует корреляционная связь и преобладающими являются зависимости, условно названные 1 и 2. Зависимость 1 характеризует процессы формирования песчаных тел в прибрежной части морского бассейна (толщины глинистой перемычки 1-2 м), а зависимость 2 может характеризовать процессы, которые привели к выравниванию дна морского бассейна на удалении от береговой линии в результате двух видов процессов. В случае поступления обломочного материала от берега на большие глубины - это заполнение отрицательных форм подводного рельефа. При обильном поступлении материала процесс может сопровождаться и образованием положительных форм после заполнения впадин.

В случае поступления обломочного материала из относительно глубоководных частей бассейна к берегу положительные формы подводного рельефа в море не образуются (большие значения  $H_{гг}$ ) и рельеф дна хорошо выравнивается, а положительные аккумулятивные формы формируются в прибрежной части бассейна ( $H_{гг} = 1-2$  м).

На графике зависимости  $H_{гг}$  от толщины песчаника зоны III появляется зависимость 3, которая характеризует процессы формирования положительных аккумулятивных тел на относительно больших глубинах ( $H_{гг} = 2; 15$  м). Такие тела могут формироваться при поступлении песчаного материала от берега в глубь водного бассейна и отложении его на выровненной поверхности. Следует отметить, что для зоны III характерны также процессы осадконакопления, описанные выше для зависимостей 1, 2 в зоне IV.

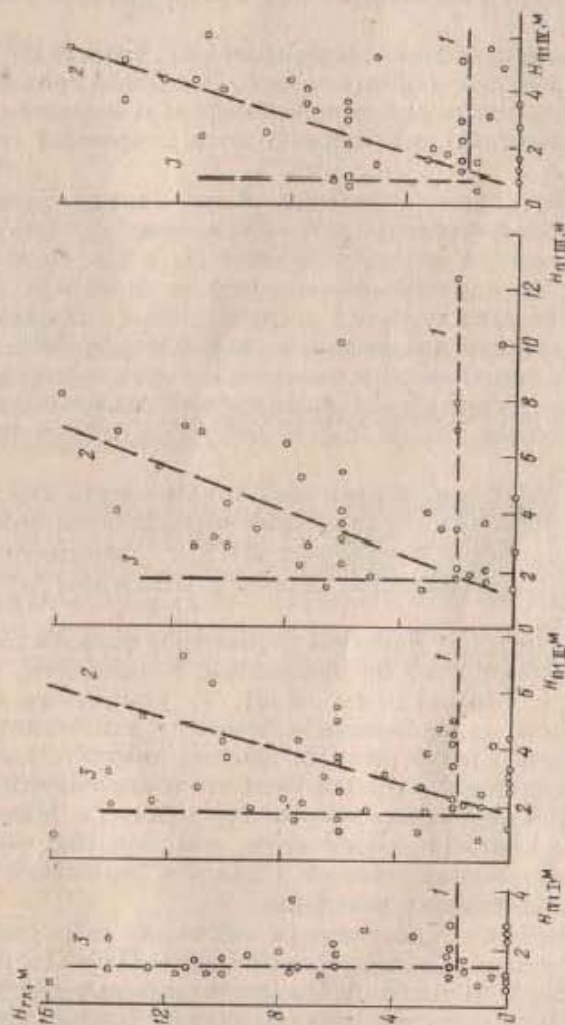


Рис. 54. Зависимости толщин слоев I-IV пачки П<sub>1</sub> от толщины глинистой перемычки

В зоне II еще в большей степени преобладают процессы формирования песчаных тел небольшой толщины на выровненной поверхности дна бассейна при поступлении обломочного материала от берега на большие глубины (зависимость 3). При этом в прибрежной части при  $H_{гг}$  до 2-3 м формируются песчаные тела меньших толщин, чем в аналогичных условиях в зонах III, IV.

На завершающем этапе формирования пласта  $\Pi_1$  имеет место зависимость  $H_{гг}$  от  $H_{гг}$  типа 3. Песчаные тела формируются в пределах всего осадочного бассейна и толщины их не зависят от его глубины, т.е. формируются покровные отложения.

Типы песчаных тел определялись по картам толщин и радиоактивностей песчаников зон I-IV, картам толщин и УЭС глинистой перемычки между пластами  $\Pi_1$  и  $\Pi_2$ , положению установленной по данным сейсморазведки береговой линии, расстоянию от береговой линии до пробуренных скважин. На основе перечисленных материалов с учетом морфологии песчаных тел и радиоактивности песчаников, которая характеризует их гранулометрический состав, были выделены песчаники пляжей, вдольбереговых валов, баров, аккумулятивных равнин, конусов выноса.

В разрезах скважин, вскрывших тот или иной тип песчаного тела, в интервалах его залегания определялись приведенная радиоактивность, показания НК-Т, амплитуды ПС, электрические сопротивления, диаметр скважины и другие параметры.

Анализ полученных массивов параметров позволил установить ряд закономерностей их изменений. В частности, гамма-активность и показания НК-Т возрастают при последовательном приближении к берегу от аккумулятивных равнин к барам, вдольбереговым валам, конусам выноса и платам. В аналогичной последовательности уменьшаются толщины глинистой перемычки и проводимости глин. Минимальные диаметры скважин характерны для конусов выноса и возрастают у отложений пляжей и далее к береговым валам, барам и аккумулятивным равнинам.

По геофизическим параметрам песчаных тел, свойствам глинистой перемычки, разделяющей пласты  $\Pi_1$  и  $\Pi_2$ , расстояниям до береговой линии были построены лучевые диаграммы, позволяющие оценивать тип песчаных тел по данным ГИС (рис. 55). Информативными для решения этой задачи оказались и двумерные связи НК-Т и ГК от диаметров скважин (рис. 56). Лучевые диаграммы и двумерные связи позволяют достаточно уверенно идентифицировать перечисленные выше типы песчаных тел.

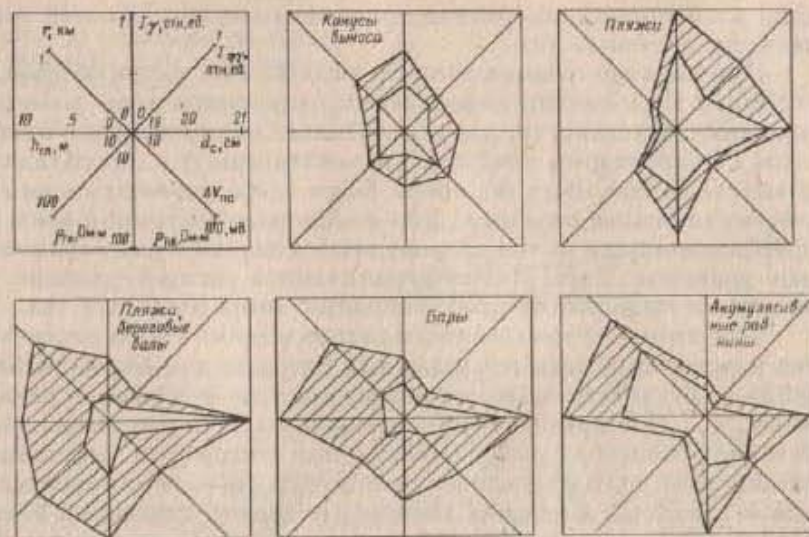


Рис. 55. Лучевые диаграммы. Стрелками показаны тенденции изменения параметров при переходе от пляжей к аккумулятивным равнинам

По данной методике были проинтерпретированы песчаные интервалы зон I-IV пласта  $\Pi_1$  и определены типы песчаных тел по всем скважинам месторождения. Построены карты распространения песчаных тел для каждой зоны. Карты позволили изучить историю геологического развития участков месторождения, которая, опираясь на закономерности седиментологии,

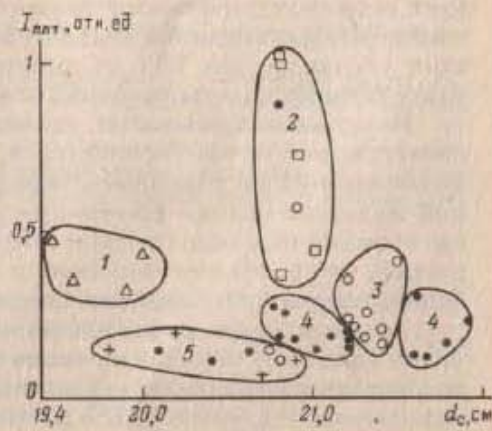


Рис. 56. График зависимости показаний НК-Т от диаметра скважины. Фации: 1 - конусов выноса, 2 - пляжей, 3 - вдоль береговых валов, 4 - баров, 5 - аккумулятивных равнин

дала возможность обосновать принципы межскважинной корреляции песчаных тел.

При анализе средних толщин выделенных типов песчаных тел были установлены определенные закономерности в их изменениях. В частности, для относительно низко радиоактивной зоны IV характерны максимальные толщины (т.е. преобладало развитие баров). В то же время были слабо развиты пляжи и аккумулятивные равнины. Для высокордиоактивной зоны II преобладающими по толщине являются пляжи и аккумулятивные равнины. Бары имеют ограниченное распространение. В зоне II не выделяются преобладающие типы песчаных тел.

Описанные закономерности распределения типов песчаных тел можно объяснить изменениями наклона дна морского бассейна и обусловленное ими отличие наклона от профиля равновесия [4]. По-видимому, песчаники зоны IV накапливались в условиях пологого дна бассейна, при котором в результате воздействия волн и приливов происходил размыв данных осадков и песчаный материал поступал к берегу, формируя бары, откладывая хорошо переработанный песчаный материал с небольшим количеством эффузивов. Песчаники зоны III формировались в условиях крутого склона дна морского бассейна. При этом происходил интенсивный размыв суши, откладывался грубозернистый, плохо переработанный (и соответственно высокордиоактивный) песчаный материал из обломков эффузивных пород. Значительные массы обломочного материала транспортировались в погруженную часть морского бассейна и формировали аккумулятивные равнины. Тонкозернистый материал откладывался на еще больших глубинах в виде песчаных глин и глин.

Описанная модель формирования песчаных тел соответствует седиментологическим закономерностям и геологическим выводам, полученным в результате анализа зависимостей толщин песчаных зон I-IV от толщины глинистой перемычки, разделяющей пласты песчаников П<sub>1</sub> и П<sub>2</sub>.

Как указывалось выше, целью исследований являлся прогноз зон отсутствия коллекторов, позволяющих оптимально заложить эксплуатационные скважины. При этом наиболее важной является оценка расстояния до областей палеоподнятий, где граница перехода от коллектора к зоне его отсутствия более резкая, чем в области замещения коллекторов глинами в глубоководных частях морского бассейна.

Рекомендации по размещению кустов скважин целесообразно давать по признакам типов песчаных тел (пляжи наиболее приближены к береговой линии и являются в данном случае "критической фацией"). Для решения данной задачи информа-

Рис. 57. Зависимость толщины глинистой перемычки  $H_{гп}$  между пластами П<sub>1</sub> и П<sub>2</sub> и расстоянием до береговой линии. Условные обозначения см. на рис. 56

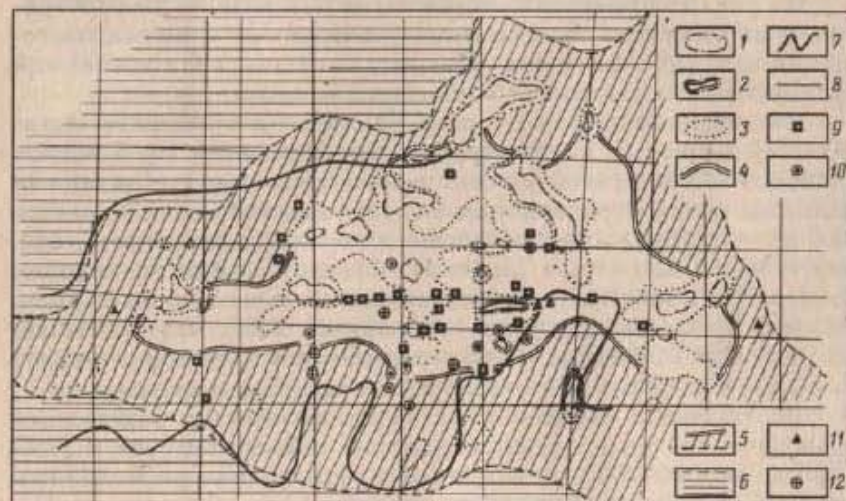
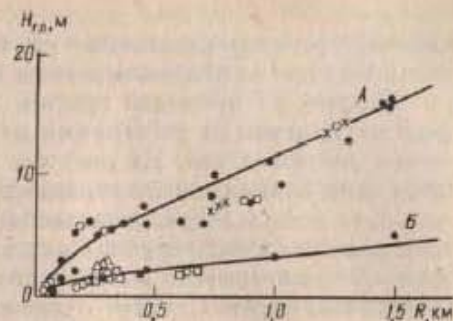


Рис. 58. Карта прогноза развития фаций и песчаных тел по данным сейсморазведки и ГИС.

Зоны (по данным сейсморазведки и бурения): 1 - отсутствия пласта П<sub>1</sub>, 2 - то же, по данным каротажа; 3 - неопределенности (вероятность наличия пласта  $\sigma = 0,5$ ); 4 - присутствия пласта П (хорошие коллекторы); 5 - то же, средние коллекторы; 6 - возможной глинизации пласта П; 7 - внешний контур нефтеносности по технологической схеме разработки; 8 - линии сейсмических профилей; по данным ГИС: 9 - пляжи, валы, 10 - бары, 11 - конусы выноса, 12 - равнины

тивными являются также толщина глинистой перемычки, разделяющей пласты П<sub>1</sub> и П<sub>2</sub> и ее УЭС. В данном случае задача решается на качественном уровне.

Анализ данных сейсморазведки и результатов определения типов песчаных тел по данным ГИС показал, что решение

задачи прогноза расстояний до береговой линии возможно с высокой степенью достоверности и на количественном уровне.

На рис. 57 приведен график зависимости таблицы глинистой перемычки от расстояния до береговой линии для разных типов песчаных тел. На рисунке достаточно уверенно выделяются две зависимости, обозначенные А и Б. Зависимость А исследует использовать для песчаных тел баров, аккумулятивных равнин, в ряде случаев для вдольбереговых валов, зависимость Б - для конусов выноса, пляжей и частично вдольбереговых валов, баров. Следует отметить, что "критическая" фаза пляжей попадает только на зависимость Б.

На рис. 58 приведена итоговая карта прогноза распространения коллекторов за пределами разбуренного участка месторождения, построенная по результатам геологической интерпретации данных ГИС и сейсморазведки.

На карте видно, что зоны пляжей расположены вдоль областей развития палеостровов. Бары развиты на большем удалении от береговой линии, чем пляжи. Аккумулятивные равнины распространены как в глубоководной части бассейна, так и в мелководной. Последние области, по-видимому, соответствовали закрытым заливам. Следует отметить хорошее совпадение прогноза распространения коллекторов по данным сейсморазведки с прогнозом по данным ГИС, что повышает достоверность прогноза в целом и позволяет уверенно уточнять границы песчаных зон между сейсмическими профилями.

В отдельных случаях имеется несоответствие результатов геологической интерпретации данных сейсморазведки и ГИС. Так, по данным ГИС зоны пляжей в ряде случаев расположены вдалеке от палеостровов. Одна из таких зон отмечена на рис. 58, как палеостров, выделенный по данным каротажа. В данном случае выступ фундамента вскрыт скважиной и его отсутствие по сейсмическим данным обусловлено редкой сеткой сейсмических профилей. В целом, учитывая сложное геологическое строение Северо-Даниловского месторождения, здесь целесообразно было бы провести высокоразрешающую трехмерную сейсморазведку.

Достоверность прогноза после составления карты проверялась бурением 70 скважин. Из них только три не подтвердили прогноз.

Таким образом, построение геологической модели месторождения на основе седиментогенетического подхода по данным геологической интерпретации сейсморазведки и ГИС позволило сопоставить результаты интерпретации данных методов в едином масштабе измерений - в масштабе геологических моделей.

В целом такой подход позволил получить обоснованную модель распространения коллекторов и повысить эффективность заложения эксплуатационных скважин.

#### 4:3.4. Месторождение Фригт

Месторождение Фригт [37] расположено на границе норвежского и английского секторов Северного моря.

Песчано-глинистые отложения продуктивной толщи формировались турбидитными потоками и глубоководными осадками и в целом представляют собой подводный конус выноса обломочного материала. Предполагаемый источник обломочного материала находился на юго-западе.

Продуктивная газонасыщенная пачка имеет толщину около 160 м с нефтяной оторочкой толщиной 10-20 м. Кровля продуктивной пачки залегает на глубине -1790 м. Продуктивные песчаники по данным ГИС и керна высокопористые ( $k_{п} = 25-32\%$ ) с проницаемостью до  $1 \text{ мкм}^2$ .

Детальное изучение геологической модели продуктивной толщи было начато через несколько лет с начала эксплуатации после того, как в одной из оценочных скважин установлено положение нефтяной оторочки на 40 м выше ожидаемого и обнаружен скачок давления в пределах продуктивной пачки. На начальном этапе составления технологической схемы выбрана модель однородного песчаного тела продуктивной пачки с редкими линзами глин и известковистых песчаников. Подстилающие отложения туфов и глин предполагались в виде непрерывного непроницаемого экрана.

По данным сейсморазведки построена структурная карта кровли продуктивной пачки и выделены отдельные нерегулярные отражающие горизонты в пределах песчаного тела. По данным пластового накломера выявлены зоны с разной слоистостью, отражающей, по-видимому, направления сноса обломочного материала, не всегда совпадающие с данными сейсморазведки.

С целью уточнения геологической модели месторождения проанализированы материалы по 26 разведочным и эксплуатационным (сетка бурения 250-300 м) скважинам. При этом сделана детальная корреляция, определены фильтрационно-емкостные свойства пород, литологический состав.

Особое внимание уделено модели глинистых прослоев, которая связана с генетической природой рассматриваемых участков продуктивной пачки. Выделены два типа глинистых прослоев.

Протяженные глины выделялись по признакам приурочен-

ности к границам основных песчаных прослоев, протяженности в пределах нескольких ячеек сетки модели, уверенной корреляции между многоцикловым опробователем пластов на кабеле, глинистости выше 40%. Области отсутствия протяженных глин связывались с размывом глинистого покрова в периоды интенсивного поступления обломочного материала.

Глинистые пропластки малой протяженности выделялись по принципу корреляции в пределах ограниченных участков (пересечение одной-двумя скважинами). Оценивалась их протяженность ( $l$ ) и частота пересечения скважинами ( $s$ ).

Для детальной корреляции использовались кривые ГК, НГК, КС.

По результатам анализа построена кумулятивная кривая протяженности глин, которая в целом совпала с аналогичными кривыми, полученными другими авторами, для дистальной части дельтовых отложений (рис. 59). По кумулятивной кривой установлено, что среднее значение параметра  $l$  составляет 200 м при  $k_{гд} > 40\%$ . По значениям коэффициента песчаности, рассчитанного по данным ГИС, выделены дистальная ( $l = 500-600$  м) и проксимальная ( $l = 100-150$  м) части потока.

Полученные данные послужили основой для построения трехмерной геологической модели, для которой были рассчитаны коэффициенты вертикальной проницаемости

$$k_{пр.в} = \frac{k_{пр.г} \alpha}{[1 + s(V_4)]^2}, \quad (1)$$

где  $k_{пр.г}$  - коэффициент проницаемости песчаных прослоев (в среднем  $k_{пр.г} = 1,2 \text{ мкм}^2$ ),  $\alpha$  - коэффициент уравнения. Для песчано-глинистых интервалов, заключенных в пределах протяженных глин, строились карты значений  $k_{пр.в}$ .

Построенная таким способом трехмерная гидродинамическая модель явилась основой для расчетов подъема газожидкостного контакта в условиях распространения протяженных

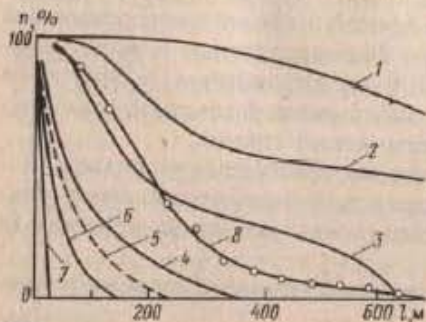


Рис. 59. Кумулятивные кривые  $l$  протяженности глинистых перемычек для разных типов отложений:  
1 - морских, 2 - склона дельты, 3 - края дельтовой равнины, 4 - питающего канала, 5 - дистальной части подводной дельтовой равнины, 6 - проксимальной части подводной дельты, 7 - устьевого бара, 8 - глин на месторождении Фритт

глин с проницаемыми "окнами" и глинистых пропластков малой протяженности. В целом для построения гидродинамической модели использовались структурная карта по кровле продуктивной пачки, карты толщин (по данным детальной корреляции ГИС, сейсморазведке), модели осадконакопления, карты пористости, песчаности, параметров  $s$  и  $l$ , областей распространения протяженных глин, значений  $k_{пр.в}$ .

Ретроспективные расчеты по новой модели за период эксплуатации 8 лет показали, что на графиках зависимости пластовых давлений от накопленной добычи фактические и расчетные значения давлений различаются в пределах  $\pm 1,2\%$ , расчеты распределения давлений по стволу скважин расходятся с данными измерений многоцикловым опробователем на кабеле в пределах 0,9%, а положения газожидкостных контактов совпадают в пределах  $\pm(0,4-1,6)$  м.

Авторами монографии подчеркивается, что факторами, определяющими степень приближения генетической модели к фактической, является точность прогноза пространственного распределения глинистых пропластков, который базируется на информации об условиях осадконакопления [37].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акрамходжаев А.М., Бабадаглы В.А., Джумагулов А.Д. Геология и методы изучения нефтегазоносности древних дельт. - М.: Недра, 1986. - 216 с.
2. Бабадаглы В.А., Джумагулов А.Д. Современное представление об условиях образования и фациальной зональности дельтовых отложений // Геологические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа: Обзор. - М.: ВИЭМС, 1982. - 46 с.
3. Бусыгин Г.В. О некоторых аспектах интерпретации геолого-геофизических данных по палеостровам (на примере Северо-даниловской площади Западной Сибири) // Вопросы обработки и комплексной интерпретации в сейсморазведке. - М.: ВНИИОЭНГ, 1989. - 131-137.
4. Буш Д.А. Стратиграфические ловушки в песчаниках. Методика исследований. - М.: Мир, 1977. - 263 с.
5. Вендельштейн Б.Ю. Исследование разрезов нефтяных и газовых скважин методом собственных потенциалов. - М.: Недра, 1966. - 206 с.
6. Вендельштейн Б.Ю., Резванов Р.А. Геофизические методы определения параметров нефтегазовых коллекторов. - М.: Недра, 1978. - 320 с.
7. Вендельштейн Б.Ю., Углов М.Д. Критерии выделения коллекторов по диаграммам потенциалов собственной поляризации в терригенном разрезе // Петрофизика коллекторов нефти и газа. - М.: Недра, 1975. - С. 199-208.
8. Геофизические методы изучения подсчетных параметров нефтегазовых коллекторов / Б.Ю. Вендельштейн, Г.М. Золоева, Н.В. Царев и др. - М.: Недра, 1985. - 248 с.
9. Гогоенков Г.Н., Эльманович С.С., Кирсанов В.В. Комплексная

интерпретация геолого-геофизических данных на сеймостратиграфической основе. - М.: ВНИИЭОЦпром, 1984. - Вып. 4. - 76 с.

10. Дахнов В.Н. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. - М.: Недра, 1982. - 448 с.

11. Дельты - модели для изучения: Пер. с англ. / Под ред. М. Бруссорд. - М.: Недра, 1979. - 323 с.

12. Денисов С.Б., Каншина Н.А., Клизгер К.А. Определение генезиса коллекторов по данным сейсморазведки и ГИС // Вопросы обработки и комплексной интерпретации в сейсморазведке. - М.: ВНИИОЭНГ, 1989. - С. 152-161.

13. Денисов С.Б., Кирсанов В.В., Агафонова Е.В. Построение геологических моделей месторождений на основе результатов комплексной интерпретации данных ГИС и сейсморазведки // Сеймостратиграфическое прогнозирование геологических моделей нефтегазоперспективных объектов // Сб. докладов семинара стран-членов СЭВ. - М.: СЭВ, 1990. - С. 45-51.

14. Денисов С.Б., Стрельченко В.В., Кирсанова И.А. Анализ условий осадконакопления по данным промыслово-геофизических исследований нефтяных скважин: Обзор инфор. - Сер. Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. - М.: ВНИИГазпром, 1988. - Вып. 6. - 40 с.

15. Изотова Т.С., Пуш А.О. Седиментологический каротажный анализ - основа прогнозирования геологических разрезов: Докл. АН УССР. - Сер. Б. - N 10. - Киев, 1986. - С. 7-11.

16. Карбонатные породы: Пер. с англ. - М.: Мир, 1970. - Т.1. - 395 с.

17. Карагодин Ю.Н., Гайдебурова Е.А. Системные исследования слоевых нефтегазовых бассейнов (по комплексу ГИС). - Новосибирск: Наука, 1985. - 184 с.

18. Конибир Ч.Э.Б. Палеогеоморфология нефтегазоносных песчаных тел: Пер. с англ. - М.: Недра, 1979. - 256 с.

19. Лидер М.Р. Седиментология. Процессы и продукты: Пер. с англ. - М.: Мир, 1986. - 439 с.

20. Литологическая интерпретация геофизических материалов при поисках нефти и газа / В.А. Вабадаглы, Т.С. Изотова, И.В. Карпенко, Е.В. Кучерук. - М.: Недра, 1988. - 256 с.

21. Методы поисков неантиклинальных залежей углеводородов на Украине / В.А. Вабадаглы, Г.И. Вакарчук, В.М. Гаврилко, Т.С. Изотова и др.: Тр. ин-та / УкрНИГРИ. - М.: Недра, 1981. - Вып. XXXI. - 232 с.

22. Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел литологических ловушек и газа. - Л.: Недра, 1984. - 206 с.

23. Муромцев В.С. Методика локального прогноза песчаных тел литологических ловушек нефти и газа по электрометрическим моделям фации (методика прогнозирования литологических и стратиграфических залежей нефти и газа). - М.: ВНИГРИ, 1981. - 1112 с.

24. Осадконакопление и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы в мезозое / Под ред. Р.Г. Гарецкого // Наука и техника, 1985. - 216 с.

25. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. - М.: Мир, 1976. - 534 с.

26. Попов В.И., Макарова С.А., Филиппов А.А. Руководство по определению фациальных комплексов и методике фациального палеогеографического картирования. - Л.: Гостехиздат, 1963. - 714 с.

27. Рейнек Г.Е., Сингх И.Б. Обстановка терригенного осадконакопления. - М.: Недра, 1980. - 440 с.

28. Сеймостратиграфия: Пер. с англ. // Под ред. Ч.Пейтона. - М.: Мир, 1982. - 846 с.

29. Селли Р.К. Дельтовые фации и геология нефти и газа // Достижения в нефтяной геологии. - М.: Недра, 1980. - С. 201-228.

30. Справочник по литологии / Под ред. Н.В. Виссоенича, В.Л. Либровича, Н.В. Логвиненко, В.И. Марченко. - М.: Недра, 1983. - 512 с.

31. Хеллех А. Юрский период: Пер. с англ. - Л.: Недра, 1978. - 272 с.

32. Хатьянов В.И. Структурно-формационная интерпретация данных сейсморазведки. - М.: ВНИИОЭНГ, 1982. - Вып. 20. - 41 с.

33. Чернова Л.С. Генетические модели микрофаций континентальных и прибрежно-морских отложений Сибирской платформы: Тр. ин-та // СНИИГиМС. - Новосибирск, 1980. - Вып. 280. - С7 5-26.

34. Шлезингер А.Е. Достижения советской сеймостратиграфии в раскрытии основных закономерностей строения осадочных бассейнов // Литология мезозойского, кайнозойского осадочного чехла мирового океана. - М.: Недра, 1987. - С. 164-182.

35. Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. - М.: Недра, 1980. - 463 с.

36. *Geologic, geophysic integration can improve prospect analysis Offshore*, 1989. - V. 49. - No3. - 42 p.

37. *The application of new approaches for shale management in a 3-D simulation study of the Frigg field / Y. J. Haren, O.S. Krakstad, M. Skangetal. SPE, No15608. -12p.*

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Глава 1. Геофизическая и петрофизическая характеристика осадочных и осадочно-вулканогенных горных пород (Т.С. Изотова) . . . . .	55
1.1. Обломочные породы . . . . .	11
1.2. Карбонатные породы . . . . .	32
1.3. Эвапориты . . . . .	40
1.4. Вулканогенно-осадочные породы . . . . .	42
Глава 2. Определение условий осадконакопления по комплексу ГИС (И.С. Изотова) . . . . .	43
2.1. Континентальные обстановки осадконакопления . . . . .	49
2.1.1. Проллювиальная формация . . . . .	49
2.1.2. Равнинно-аллювиальная формация . . . . .	53
2.2. Морские обстановки осадконакопления . . . . .	61
2.2.1. Дельты . . . . .	61
2.2.2. Морская терригенная волноприбойная формация . . . . .	69
2.3. Рифы . . . . .	73
2.3.1. Влияние состава карбонатных пород на геофизические показатели . . . . .	73
2.3.2. Геофизические критерии выделения фациальных зон рифогенных образований . . . . .	83
Глава 3. Методика седиментологического анализа данных ГИС . . . . .	91
3.1. Выбор оптимального комплекса ГИС, оценка его качества и информативность (Т.С. Изотова) . . . . .	91
3.2. Использование керновой информации (Т.С. Изотова) . . . . .	97
3.3. Петрофизические предпосылки использования данных ГИС для литофациального анализа терригенных разрезов (В.Ю. Вендельштейн) . . . . .	99
3.4. Методика седиментологического анализа по данным ГИС при поисках, разведке и разработке коллекторов нефти и газа (Т.С. Изотова) . . . . .	111
3.5. Комплексирования методов ГИС и сейсморазведки для определения условий осадконакопления (В.Ю. Вендельштейн) . . . . .	111
Глава 4. Примеры применения седиментологического анализа по данным ГИС при поисках, разведке и разработке месторождений нефти и газа . . . . .	120
4.1. Седиментологический анализ по данным ГИС при региональном прогнозе коллекторов (Т.С. Изотова). . . . .	120
4.2. Применение седиментологического анализа по данным ГИС при зональном прогнозе коллекторов (Т.С. Изотова). . . . .	135
4.3. Применение седиментологического анализа по данным ГИС и сейсморазведки для локального прогноза коллекторов (В.Ю. Вендельштейн). . . . .	142
4.3.1. Мало-Балыкское месторождение . . . . .	152
4.3.2. Вычтринское месторождение . . . . .	159
4.3.3. Северо-Даниловское месторождение . . . . .	171
4.3.4. Месторождение Фригг . . . . .	173
Список литературы . . . . .	

В оглавлении допущены опечатки.

Следует читать:

- 3.5. Комплексирование методов ГИС и сейсморазведки для определения условий осадконакопления (С.Б. Денисов)
- 4.3. Применение седиментологического анализа по данным ГИС и сейсморазведки для локального прогноза коллекторов (С.Б. Денисов)