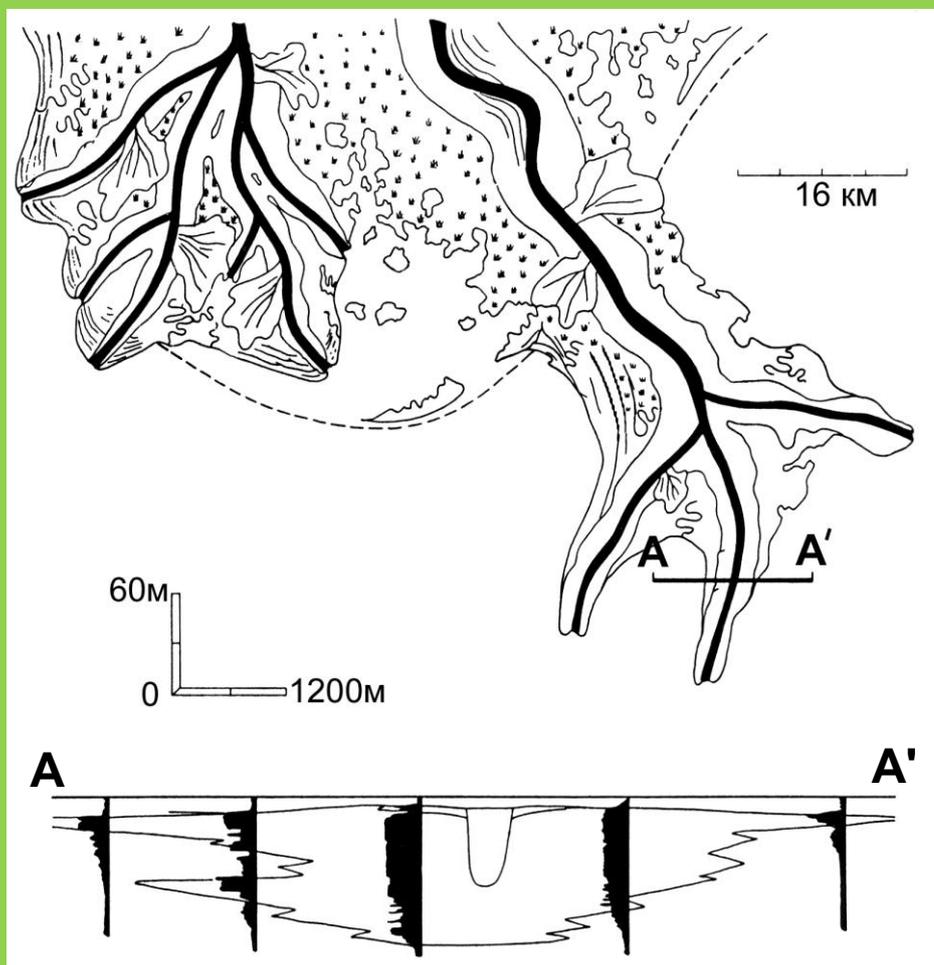


СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ ГРУППЫ ВК ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КРАСНОЛЕНИНСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Западная Сибирь)



Екатеринбург

2011



Министерство образования и науки
Российской Федерации

Федеральное государственное бюджетное
образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Уральский государственный горный
университет»

**СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
КОЛЛЕКТОРОВ ГРУППЫ ВК ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
КРАСНОЛЕНИНСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(Западная Сибирь)**

Научное издание

Под редакцией профессора В. П. Алексева

Екатеринбург
2011

УДК 551.31/35 + 551.86 : 553.98 (571)

С66

Состав, строение и условия формирования коллекторов группы ВК восточной части Красноленинского нефтяного месторождения (Западная Сибирь) / В. П. Алексеев, Э. О. Амон, Ю. Н. Федоров и др.; под ред. В. П. Алексеева. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2011. 325 с.
ISBN 978-5-8019- 0284-5

Детально изложены результаты, полученные путем использования известного фа-циально-циклического анализа для нефтегазоносных (безугольных) толщ. Подробно оха-рактеризован фациальный состав отложений верхней (продуктивной) части викуловской свиты, установлены закономерности в ее строении. Выполнены палеогеографические ре-конструкции и построена сводная модель для группы коллекторов ВК₁₋₃. Определено, что их формирование происходило в условиях приливно-отливного побережья, с попеременно выдвигающимися лопастями песчаных конусов выноса (дельтовых потоков) и формиро-ванием вдольбереговых песчаных гряд - баров.

Для специалистов в области литологии и геологии горючих ископаемых.

Табл. 19. Фототабл. 14. Илл. 132. Библ. 262 назв.

Авторский коллектив: В. П. Алексеев, Э. О. Амон, Ю. Н. Федоров, А. Ф. Глебов,
О. А. Залевский, А. А. Качкин, А. И. Лебедев, О. С. Чернова

Рецензенты: чл.-корр. РАН, д-р геол.- минерал. наук, проф. Б. И. Чувашов;
отдел геологии нефти и газа Регионального агентства
по недропользованию по УрФО

Печатается по решению Редакционно-издательского совета
Уральского государственного горного университета.

*На обложке: фрагмент рисунка из работы «Обстановки осадконакопления и фашии»
под ред. Х. Рединга (1990. Т. 1. С. 179), отображающего план и профиль
электрокаротажа дельтовых песчаных тел на примере третичной дельто-
вой системы Холли-Спрингс на побережье Мексиканского залива в США
(W. E. Galloway, 1968).*

УДК 551.31/35 +551.86 : 553.98 (571)

ISBN 978-5-8019-0284-5

© Уральский гос.
горный ун-т, 2011
© Авторы, 2011

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в России и за рубежом заметно активизировались работы в области седиментологии природных резервуаров. В современную практику изучения нефтегазоносных осадочных толщ давно и прочно вошли исследования генетической и историко-геологической направленности, позволяющие определять условия седиментации и закономерности распространения осадочных комплексов, способных генерировать и удерживать углеводороды. Поэтому важнейшей задачей нефтегазовой литологии в ее прикладном значении является изучение процесса седиментогенеза во времени и пространстве в целях успешного прогнозирования размеров и форм природных резервуаров нефти и газа, что особенно важно при построении корректных трехмерных геологических моделей.

Обширный комплекс задач, решаемых нефтегазовой литологией, должен базироваться на осознанном системном анализе, с неизбежным выходом на мультидисциплинарный подход [133]. В последние годы такой путь все чаще связывается с нелинейным, или синергетическим, мышлением [118]. Однако во всех случаях неизбежно встает вопрос: с какого уровня необходимо начинать исследования и от каких базовых понятий, образно рассуждая, следует «отталкиваться», начиная работу с конкретным объектом (лицензионным участком, месторождением и т. п.).

Общей базой, основой для палеоседиментологического моделирования должны служить представления о том, что морфология и фильтрационно-емкостные параметры природных резервуаров в значительной степени предопределены физико-географическими обстановками древних сред седиментации, тесно связанными с тектоническим планом территории в ту или иную геологическую эпоху, а также направленностью и интенсивностью вторичных преобразований пород. Основным методом для реконструкции древних условий осадконакопления, овеществленных в наблюдаемых ныне породах, является фациальный анализ в узком смысле (s. 1.). Конкретным и ключевым понятием здесь является **фация** (лат. *facies* - наружность, форма; англ. *Facies*), отражающая облик или «лицо» породы.

Перечисленным определена сама постановка наших исследований на достаточно известном объекте, первые сведения о котором относятся к 1960-1962 гг. За истекшие полвека на Красноленинском месторождении выполнен достаточно обширный комплекс работ, включающий поисковое и разведочное бурение, а в последние годы и сейсморазведку 3D. В то же время целый ряд вопросов, связанных со сложным строением и существенной изменчивостью продуктивного горизонта уровня ВК (верхняя часть викуловской свиты апт-ского возраста), остается не до конца изученным и, более того, вызывает достаточно серьезные несогласия. Это обостряется тем, что промысловые характеристики низкопроницаемых коллекторов находятся «на грани» кондиционных параметров, что опять-таки требует постановки специальных работ седиментологической направленности.

Основная часть Красноленинского месторождения (Каменной площади) является собственностью компании ГНК-ВР. Это, в частности, определило существенную конфиденциальность информации об объекте (по меньшей мере в той части, которая относится к двум последним десятилетиям). С недавнего времени восточная часть месторождения перешла в собственность НК «ЛУКОЙЛ». Последнее и обусловило подготовку представленной работы. Достаточно понятно, что поскольку геологии неизвестны административные или корпоративные границы, то перед разными пользователями недр, ведущими эксплуатацию месторождения, неизбежно возникают одинаковые вопросы и трудности. Выше указано, что во многом они решаются палеоседиментологическим моделированием, способствующим увеличению и/или уточнению прогнозных запасов. Одним из путей решения стоящих задач является использование литолого-фациального анализа в русле отечественной методологии, разработанной для терригенных сероцветных (угленосных) отложений в 50-х гг. XX в.

Основы этой методологии, первоначально известной как *фациально-циклический анализ* (ФЦА), изложены в серии работ, среди которых наибольшей известностью пользуются «Атлас ...» [23] и двухтомное издание трудов ГИН РАН [195]. В них выполнено детальное описание методики работ и показана ее реализация для среднего карбона Донецкого бассейна. В последующем ФЦА с успехом применялся при изучении многих угленосных толщ фанерозойского возраста (от позднего палеозоя до современных отложений включительно). Неким итогом его реализации для ряда объектов может служить недавно изданная работа П. П. Тимофеева [200], с «легкой руки» которого метод получил название *литолого-фациальный анализ* (ЛФА), что соответствует характеристике таких работ в англоязычной литературе конца XX в.

Высокой разрешающей способностью и надежностью (доверительностью) указанная методика, в первую очередь, обязана наличию в изучаемых толщах (или по меньшей мере в их частях) *угольных пластов*, являющихся надежными реперами для выполнения поэтапных реконструкций: слой (фация) – чередование слоев (цикличность) – корреляция отложений – палеогеографические реконструкции – формационный подход. Наличие такого компонента в нижнеплитном этаже Западно-Сибирского осадочного мегабассейна (ЗСОМБ) позволило нам достаточно быстро и верифицированно изучить и охарактеризовать отложения тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района. Это нашло отражение во многих публикациях и серии специальных изданий [188, 192, 194, 202].

Настоящая работа, являясь продолжением предыдущих исследований, по сути впервые для практики ФЦА-ЛФА посвящена изучению в прямом смысле «немой» толщи. С одной стороны, в ней отсутствуют морские индикаторы обстановок осадконакопления, например известняки с макрофауной, что были присущи донецкому карбону [195]. С другой – в них нет и угольных пластов, являющихся четким индикатором палеоклимата и палеоландшафта [202]. Тем самым ставящиеся задачи палеоседиментологических реконструкций во мно-

гом являются пионерными, что накладывает на авторов работы особую ответственность. Прежде всего она заключается в показе необходимости и достаточности используемой методики для решения комплекса ставящихся задач на новом геологическом «полигоне» – меловых отложениях ЗСОМБ. Степень надежности и достоверности полученных результатов, а также их востребованность для нефтегазовой литологии теперь уже предстоит оценить читателю данной работы.

Основная часть представленной книги написана В. П. Алексеевым и Э. О. Амоном. При этом первому из указанных авторов принадлежат, рассуждая образно, фациально-циклическая и нелинейная, а второму – стратиграфическая и палеогеографическая компоненты. Геологическую основу работы выполнили А. Ф. Глебов, О. А. Залевский и А. А. Качкин. А. И. Лебедевым представлена база для фациальных реконструкций и показана «плоскопараллельная» модель строения объекта. О. С. Черновой выполнен широкий спектр фациальных исследований – от документации части керна и описания образцов до «вмонтирования» выполненных исследований в представления, используемые в мировой седиментологической практике. Ю. Н. Федоровым осуществлялась общая координация работ по выполнению фациально-циклических исследований как на описываемой площади, так и в целом на территории деятельности НК «ЛУ-КОЙЛ – Западная Сибирь».

При составлении работы использованы материалы, полученные Е. А. Биркле и Г. Р. Хуснуллиной (гранулометрия песчаников), а также А. В. Прядко (построения в программе Roxar). Двое последних участвовали также в документации керна. Основная обработка материалов, включая геофизические исследования скважин (ГИС), выполнена Т. С. Мызниковой. Ею же осуществлены набор и макетирование текста. На заключительном этапе в этом процессе участвовала и К. А. Хасанова.

1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Степень изученности территории, на которой расположено Красноленинское месторождение, весьма высока. За полувековой период выполнения работ разного назначения и степени детальности накоплен обширный объем информации, которая, как это часто бывает, переходит из одного отчета в другой, нередко теряя первичные истоки. Поэтому в предлагаемом очерке нами, помимо опубликованных изданий, использованы и материалы, авторство которых к нынешнему времени трудно установить.

1.1. Общие сведения

В соответствии с представлениями, изложенными в Атласе [19], Красноленинский нефтегазоносный район (НГР) занимает основную территорию (центральную и южную части) одноименной нефтегазоносной области (НГО), что показано на рис. 1.1. В то же время более традиционным является его рассмотрение в составе Фроловской НГО, которая непосредственно граничит с Приуральской (Красноленинская как самостоятельная при этом не выделяется) [19]. Главная промышленная ценность района заключена в Талинском (Красноленинском) месторождении, открытом в 1962 г. и введенном в эксплуатацию в 1981 г. Знаменитые «нефтяные реки» шеркалинской свиты (коллекторы ЮК₁₁ и ЮК₁₀) здесь образуют единую гидродинамическую систему с протяженностью литолого-стратиграфических залежей в субмеридиональном простирании на десятки километров.

Каменное локальное поднятие, расположенное в восточной части района, выявлено в 1960 году по результатам работ МОВ в масштабе 1:100 000 сп № 59-60 Ханты-Мансийской геофизической экспедиции. В дальнейшем, в период с 1961 по 1984 гг., в пределах рассматриваемого района проводились площадные сейсмические исследования МОВ и МОГТ. По результатам этих работ были составлены структурные карты масштаба 1:50 000 по отражающим горизонтам А, Б, М и Г, уточнено строение структурных элементов площади; выявлены, детализированы и подготовлены к глубокому бурению локальные поднятия: Каменное, Ай-Торское, Кальмановское, Ендырское, Лорбинское, Сеульское, Елизаровское, Поттымское.

Поисковое бурение на Каменной площади начато в 1960 году. При испытании юрских отложений совместно с породами фундамента в поисковой скважине 2Р получен небольшой приток нефти дебитом 1,9 м³/сут. Первый фонтанный приток нефти дебитом 136,6 м³/сут на 8 мм штуцере получен из скважины 13Р, пробуренной в присводовой зоне одного из куполов, расположенного в центральной части площади. Продуктивными оказались отложения тюменской свиты. Первый приток нефти дебитом 6,0 м³/сут при периодическом фонтанировании из отложений *викуловской* свиты получен в

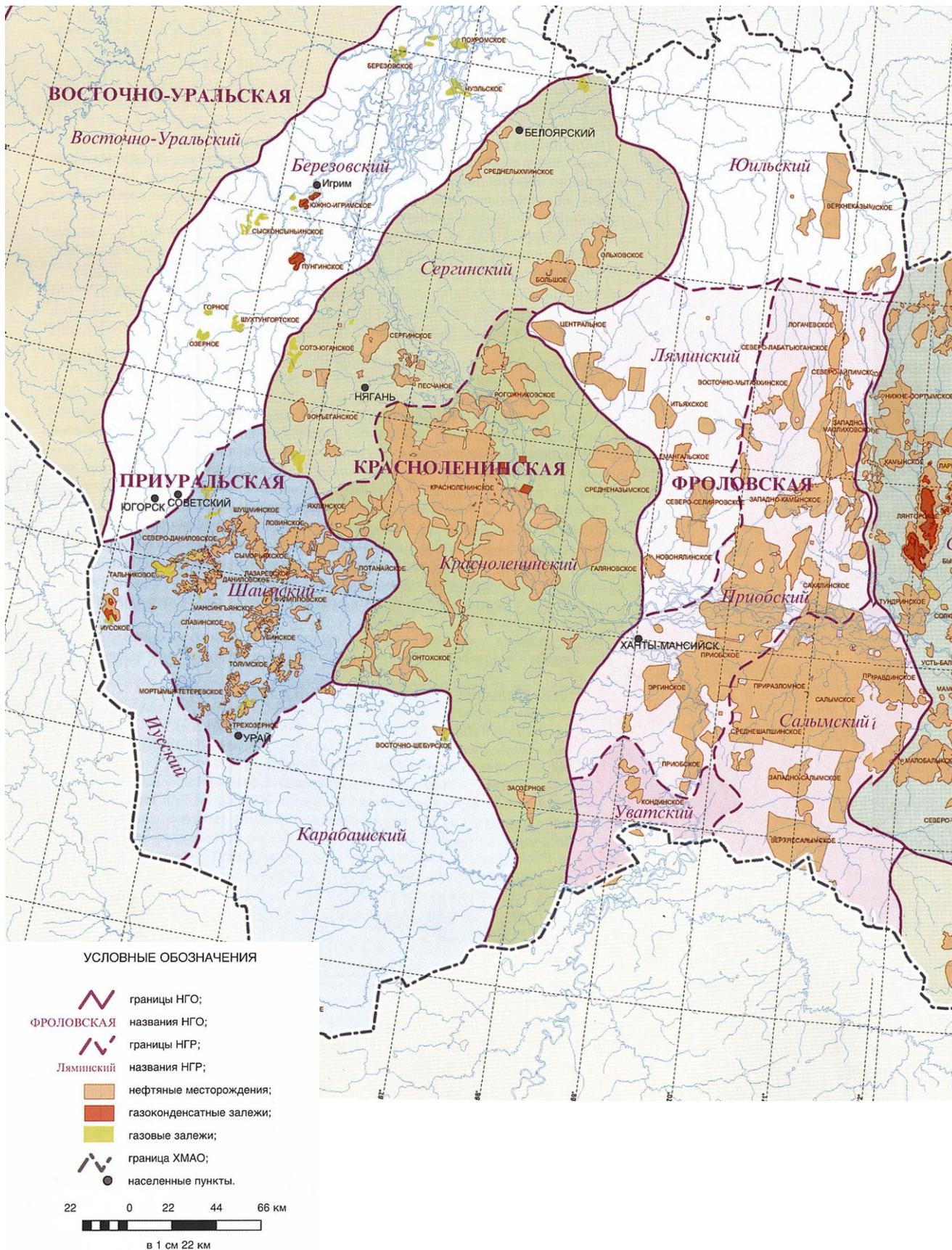


Рис. 1.1. Карта нефтегеологического районирования западной части территории Ханты-Мансийского автономного округа [19]

скважине 31Р, расположенной на северной периклинали Каменного поднятия. Также в процессе разбуривания площади зафиксированы нефтепроявления в породах верхней пачки верхнефрловской подсвиты.

1.2. Стратиграфия

В геологическом строении Красноленинского нефтегазоносного района участвуют различные комплексы пород: от докембрийских до современных включительно (рис. 1.2). Стратиграфическое расчленение отложений приводится в соответствии с принятыми региональными унифицированными стратиграфическими схемами 1991 и 2003 гг. [166, 167].

Образования фундамента

В Красноленинском районе в составе фундамента установлены докембрийские, палеозойские и триасовые породы. Докембрийские образования, слагающие нижний структурный этаж, приурочены к осевой части Шаимско-Ай-Горского антиклинория и вскрыты скважинами на Каменной, Пальяновской, Ем-Еговской, Талинской и Южно-Талинской площадях. Представлены биотитовыми, хлорито-серицитовыми, глинисто-серицитовыми, кварцево-графитовыми, кварцит-серицитовыми сланцами и амфиболитами.

Палеозойские образования (второй структурный этаж), как правило, менее метаморфизованы.

Они установлены в ряде скважин Красноленинского района. Представлены самыми разнообразными породами, среди которых широко развиты различные сланцы, кварцитовые песчаники, туфопесчаники, зеленокаменно-измененные базальты, осадочно-вулканогенные и другие образования.

Толща разновозрастных пород складчатого основания прорвана многочисленными интрузиями преимущественно кислого, реже основного и среднего состава.

Древние коры выветривания развиты по докембрийским и палеозойским породам. Они представляют определенный интерес как коллекторы нефти и газа. Минералогический и химический состав пород коры выветривания определяется составом материнских пород. Профиль выветривания преимущественно каолинитовый. Представления о возрасте коры выветривания разноречивы. С известной долей условности время начала формирования коры выветривания принимается пермско-нижнетриасовое.

Мезозойская группа

Триасовая система

В пределах Каменной площади триасовые образования (ранний и средний триас) не вскрыты. В Красноленинском районе отложения триаса представлены эффузивно-осадочными континентальными породами туринской серии, залегающими с резким несогласием на образованиях фундамента. Представлены красноцветными и темно-серыми аргиллитами с пачками

конгломератов, песчаников и туфогенных пород. Толща прорвана долеритами. Нижняя часть разреза на Мало-Атлымской площади сложена эффузивными породами типа базальтов.

Юрская система

Стратиграфия юрских отложений Красноленинского района дается в соответствии с региональными стратиграфическими схемами 1991 и 2003 гг. [166, 167].

Осадки юрской системы залегают в основании платформенного чехла и представлены всеми тремя отделами. Отложения нижней и частично средней юры представлены континентальными, средней – переходными от континентальных к морским, а верхней – прибрежно-морскими и морскими осадками.

Нижний и средний отделы + нижнекелловейский подъярус

Шеркалинская и тюменская свиты

Нижне-среднеюрские отложения в исследуемом районе представлены отложениями шеркалинской и тюменской свит.

Породы шеркалинской свиты в пределах Красноленинского района имеют ограниченное распространение. Осадки свиты приурочены, главным образом, к глубоким прогибам между крупными поднятиями и к склонам Красноленинского свода. В разрезе шеркалинской свиты выделяется две подсвиты – нижняя и верхняя.

В нижней подсвите выделяются две пачки. Первой пачке (плинсбах) соответствует пласт ЮК₁₁, она сложена кварцевыми гравелитами и песчаниками грубозернистыми, часто каолинизированными, с прослоями аргиллитоподобных глин. Вторая пачка (тогурская) (плинсбах и нижний тоар) сложена глинами аргиллитоподобными, темно-серыми, серповидно-оскольчатыми, тонкоотмученными, с единичными прослоями алевролитов.

Часто встречаются стяжения пирита, сидерита, единичные фораминиферы.

Пачка является разделом между пластами ЮК₁₁ и ЮК₁₀.

Верхняя подсвита шеркалинской свиты также представлена двумя пачками. Нижней пачке (верхний тоар) соответствует пласт ЮК₁₀, она представлена кварцевыми песчаниками, гравелитами с прослоями аргиллитоподобных темно-серых глин, иногда углистых. Грубообломочные породы часто каолинизированы. Толщина пачки колеблется от 0 до 35 м.

Верхняя пачка (радомская) (тоар и аален) представлена глинами аргиллитоподобными, в разной степени битуминозными, иногда углистыми, темно-серыми. Следует отметить, что отложениям шеркалинской свиты на площади лицензионного участка соответствует базальный горизонт.

Породы тюменской свиты залегают несогласно на породах доюрского основания, имеют широкое площадное распространение. В разрезе тюменской свиты выделяются три подсвиты – нижняя, средняя и верхняя. Они

имеют широкое площадное распространение, отсутствуя лишь в сводовых частях локальных поднятий, и отличаются от нижнеюрских осадков широким развитием сероцветов, более мелкими размерами обломочных пород, однообразным составом породообразующих и акцессорных минералов.

Нижняя подсвита (аален) представлена неравномерным чередованием песчаников, алевролитов, глин и углей. Породы часто слабоотсортированные. В разрезе подсвите соответствуют пласты ЮК₇₋₉.

Средняя подсвита (байос) в верхней части представлена слабоотсортированными песчаниками с прослоями буровато-серых алевроитовых глин, углей. В нижней части глины горизонтальнослоистые, с обугленным растительным детритом, корневидными растительными остатками. Подсвите соответствуют в разрезе пласты ЮК₅₋₆.

Верхняя подсвита (бат и нижний келловей) представлена неравномерным переслаиванием глин и песчаников с некоторым преобладанием последних в средней и верхней частях. Породы паттумные, характерен обугленный растительный детрит, корневые системы, изредка встречаются пирит, единичные двустворки. Подсвите соответствуют пласты ЮК₂₋₄.

Верхний отдел

Верхнеюрские отложения в данном районе представлены морскими и прибрежно-морскими осадками. Они объединяются в абалакскую и баженовскую свиты нижней части полудинского надгоризонта.

Стратиграфический диапазон абалакской свиты – от верхней части нижнекелловейского подъяруса до кимериджского яруса; баженовской – волжский ярус и низы берриасского яруса.

Абалакская свита

В составе выделены две подсвиты - нижняя и верхняя. Граница между подсвитами нечеткая и часто условная. Нижняя подсвита (келловей, нижний и средний оксфорд) представлена аргиллитами темно-серыми до черных с буроватым оттенком, алевроитистыми с линзовидно-волнистой слоистостью, с обилием обломков и целых ростров белемнитов, раковин пелеципод и отпечатков аммонитов. В основании подсвиты в глинах отмечается значительная примесь песчано-алевритового материала, а также прослой песчаников и алевролитов. Отложения подсвиты прослеживаются на всей территории района, за исключением наиболее возвышенных участков Каменной структуры. В верхней части подсвиты преобладают аргиллиты темно-серые, тонкоотмученные. Толщина нижней подсвиты до 15 м.

Верхняя подсвита (верхний оксфорд и кимеридж включительно) представлена темно-серыми и черными аргиллитами, тонкоотмученными, с многочисленными конкрециями железисто-марганцево-кальцитового состава, с включениями глауконита. Нередко встречаются маломощные прослой глауконитов и глауконитизированных алевролитов. Толщина подсвиты до 20 м. Толщина свиты в целом составляет до 37 м. В разрезе ей соответствует пласт Ю₁.

Баженовская свита

В данном районе осадки баженовской свиты (волжский ярус верхней юры и низы берриаса) распространены повсеместно. Они согласно залегают на породах абалакской свиты. Представлены аргиллитами темно-серыми и черными с буроватым оттенком. Аргиллиты битуминозные, плитчатые, массивные или листовато-горизонтальнослоистые. Аргиллиты нередко известковистые и кремнистые. Толщина свиты 15-40 м.

Меловая система

В составе меловых отложений Красноленинского нефтеносного района выделяются фроловская, кошайская, викуловская, ханты-мансийская, уватская, кузнецовская, березовская, ганькинская свиты, а также верхняя часть отложений баженовской свиты.

Фроловская свита

Фроловская свита (берриас, валанжин, готерив, баррем и нижняя часть нижнего апта) согласно залегают на баженовской и распространена в пределах Красноленинского района повсеместно.

Нижняя часть фроловской свиты представлена морскими серыми и темно-серыми глинами с линзовидными прослоями глинистых известняков и сидеритов. В низах свиты в южной и юго-восточной части Красноленинского нефтеносного района появляются линзовидные прослои мелкозернистых песчаников.

Верхняя часть фроловской свиты представлена серыми глинами с прослоями алевролитов и многочисленными линзами и гнездами мелкозернистых песчаников, обуславливающих линзовидно-гнездовую текстуру глинистых пород. Общая толщина фроловской свиты 527-625 м.

Кошайская свита

Кошайская свита (верхи нижнего и низы верхнего апта) имеет широкое распространение в западной и центральной частях Западно-Сибирской низменности в целом. Осадки ее согласно залегают на породах фроловской свиты и перекрываются без видимых следов перерыва породами викуловской свиты. По характеру литологии свита разделяется на две пачки – нижнюю и верхнюю. Нижняя пачка отличается существенно глинистым составом. Верхняя же пачка содержит, кроме глин, алевролиты и алевролиты с прослоями известняков. Характерно обилие линз и гнезд песчаного материала. Наиболее выдержана на больших территориях нижняя пачка. Она является хорошим маркирующим горизонтом.

Общая толщина свиты 50-65 м.

Викуловская свита

Викуловская свита (верхний апт) имеет региональное распространение в пределах западной части низменности. Залегают на кошайской и перекрывается ханты-мансийской свитой. Подразделяется с некоторой долей услов-

ности на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена морскими глинисто-алевролитовыми породами. Вверх по разрезу количество алевролитового материала увеличивается. Содержит обугленные растительные остатки, желваки сидерита. Возраст ее по положению в разрезе и спорово-пыльцевым спектрам принят в объеме верхов верхнего апта. Верхняя подсвита имеет преимущество алевроито-песчаный состав с линзами и прослоями глин. Глины серые и темно-серые, обогащенные алевролитовым материалом. Песчаные и алевролитовые пласты часто имеют микрослоистое линзовидное строение.

Во многих случаях трудно проследить песчано-алевролитовые пласты по площади. Линзы связаны друг с другом взаимопереходами, придающими коллектору пластово-массивное строение. С отложениями викуловской свиты на Красноленинском своде связаны залежи нефти (пласты ВК₁, ВК₂ и ВК₃).

Толщина викуловской свиты 225-290 м.

Ханты-мансийская свита

Ханты-мансийская свита (альб) согласно залегает на породах викуловской и перекрывается отложениями уватской свиты. По литологическому составу разделяется на две подсвиты – нижнюю и верхнюю. Нижняя подсвита сложена морскими темно-серыми аргиллитами, с тонкими прослоями алевролитов, известняков и сидеритов.

Верхняя подсвита представлена прибрежно-морскими сероцветными алевролитами и глинами с редкими прослоями песчаников. Подсвита разделяется на две пачки. Нижняя пачка представлена чередованием песчаников и глин. Характерной особенностью пачки является выдержанность песчаных пластов и разделяющих их глинистых перемычек. Верхняя пачка представлена чередованием алевролитов и глин с прослоями песчаников.

Общая толщина ханты-мансийской свиты 240-275 м.

Уватская свита

Уватская свита (сеноман) имеет широкое распространение в западной части низменности. Она согласно залегает на породах ханты-мансийской и перекрывается кузнецовской свитой. Несколько условно разделяется на две пачки – нижнюю (глинисто-алевролитовую) и верхнюю (алевролитопесчаную).

Слагается серыми и зеленовато-серыми песками, песчаниками, алевролитами и глинами с многочисленными обугленными органическими остатками. Толщина свиты 225-275 м.

Кузнецовская свита

Кузнецовская свита (турон) широко развита на территории низменности.

Породы свиты трансгрессивно залегают на подстилающих отложениях уватской свиты. Кузнецовская свита представлена темно-серыми глинами, серыми и зеленовато-серыми глинами, с единичными прослойками алевролитов, реже глауконитовых песчаников. Содержит многочисленные остатки

фауны пелеципод, аммонитов, рыб, пиритизированный и обугленный растительный детрит.

Общая толщина свиты 35-50 м.

Березовская свита

Березовская свита (коньяк – сантон – нижний кампан) повсеместно развита в пределах изучаемого района. Свита согласно залегает на породах кузнецовской и без видимого перерыва перекрывается отложениями ганькинской свиты.

Свита подразделяется на две подсвиты – нижнюю (верхний турон-коньяк-сантон) и верхнюю (кампан).

Нижняя подсвита сложена серыми, темно-серыми и голубовато-серыми опоками, кремнистыми глинами и аргиллитами. С запада на восток отмечается уменьшение степени опокovidности пород подсвиты и появление прослоев алевролитов и песчаников.

Верхняя подсвита представлена серыми, а в верхней части – зеленовато-серыми глинами, опокovidными, с редкими прослоями опок, с обломками пелеципод, чешуей рыб, лингул, с богатыми комплексами радиолярий и фораминифер.

Общая толщина березовской свиты 190-240 м.

Ганькинская свита

Ганькинская свита (верхний кампан – маастрихт). Отложения ганькинской свиты имеют широкое распространение в пределах Западно-Сибирской низменности. Ганькинская свита представлена характерной толщей известковистых зеленовато-серых глин, иногда опокovidных, с прослоями алевролитов и мергелей. Известковистость глин уменьшается в северном направлении.

Толщина свиты 40-60 м.

Кайнозойская группа

Палеогеновая система

Палеогеновые отложения широко развиты в пределах Красноленинского района. Они согласно залегают на меловых отложениях. Отложения палеогеновой системы представлены всеми тремя отделами: палеоценовым, эоценовым и олигоценным. В составе палеогеновых отложений выделяются талицкая, люлинворская, тавдинская, атлымская, новомихайловская и журавская свиты.

Талицкая свита

Талицкая свита (почти весь палеоцен, даний – зеландий и нижняя часть танета) имеет широкое распространение в пределах изучаемого района. Свита разделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита представлена темно-серыми массивными глинами, участками глауконитовыми, с редкими линза-

ми сидеритов и алевритового материала. В западной части района аргиллиты имеют зеленовато-серую окраску.

Нижняя часть верхней подсвиты талицкой свиты представлена темно-серыми, почти черными глинами с многочисленными гнездами и линзами, выполненными алевролитопесчаным материалом и редкими прослоями алевролитов. Породы содержат стяжения пирита, глауконита. Верхняя часть подсвиты представлена однородными, тонкоотмученными, иногда опоковидными глинами.

Общая толщина талицкой свиты 115-150 м.

Люлинворская свита

Осадки люлинворской свиты (верхи палеоцена и нижний-средний эоцен, верхняя часть танета – ипр – лютет) имеют повсеместное распространение в пределах Красноленинского района. Они согласно залегают на породах талицкой свиты и без следов видимого перерыва перекрываются отложениями тавдинской свиты.

Свита разделена на три подсвиты. Нижняя подсвита представлена опоками и опоковидными глинами серыми, с присыпками кварцево-глауконитового песка в нижней части. В подошве подсвиты часто наблюдается пачка зеленовато-серых кварцево-глауконитовых песчаников.

Средняя подсвита сложена диатомитами и диатомовыми глинами, светло-серыми, иногда алевритистыми с неровным и полураковистым изломом. Встречаются прослои опоковидных глин.

Породы верхней подсвиты характеризуются зеленовато-серыми и темно-серыми тонкослоистыми диатомовыми глинами. Встречаются прослои опоковидных глин.

Общая толщина свиты 200-225 м.

Тавдинская свита

Тавдинская свита (верхи среднего эоцена и верхний эоцен, бартон – приабон) имеет почти повсеместное распространение в пределах Красноленинского района. Свита сложена толщей голубовато-зеленых и оливково-зеленых пластичных глин с тонкими линзочками светло-серого алевритового материала. Характерны стяжения марказита, иногда отмечаются обломки пеллеципод, чешуя рыб. На отдельных участках в подошве свиты встречается пласт глауконитового глинистого песчаника. Верхняя подсвита отличается от нижней более высоким содержанием алевритовых примесей и наличием прослоев песчаников. Общая толщина тавдинской свиты 120-160 м.

Атлымская свита

Атлымская свита (нижний олигоцен, нижний рюпель). Породы свиты залегают на отложениях тавдинской свиты согласно или участками с небольшим перерывом. Свита сложена аллювиальными, аллювиально-озерными и озерными светло-серыми кварц-полевошпатовыми, сахаровидными мелко- и разнозернистыми песками с прослоями зеленых и бурых глин. Мощность свиты 60-80 м.

Новомихайловская свита

Новомихайловская свита (нижний олигоцен, верхний рюпель). Свита сложена чередованием серых и бурых глин, алевролитов, серых и светло-серых кварцевых и кварц-полевошпатовых песков с прослоями и пластами углей и лигнитов. Породы обогащены растительными остатками, содержат пирит и ярозит. Толщина свиты 50-70 м.

Журавская свита

Журавская свита (верхний олигоцен, хатт) распространена в восточной части данного района, залегает на отложениях новомихайловской свиты и с перерывом перекрывается четвертичными отложениями. Свита представлена серыми и зеленовато-серыми глинистыми алевролитами с прослоями песков и алевролитов, с включениями глауконита. Толщина свиты 10-30 м.

Неогеновые отложения на данной территории отсутствуют.

Четвертичные отложения несогласно перекрывают различные горизонты палеогеновых пород от журавской свиты на востоке до чеганской свиты на западе.

Четвертичная система

Четвертичные образования имеют повсеместное распространение.

Отложения четвертичного возраста представлены супесями, песками серыми и желтовато-серыми, кварц-полевошпатовыми, с прослоями глин серых, бурых, песчаных, иногда с включениями вивианита. Встречаются мощные слои торфа, линзы валунных галечников.

1.3. К проблеме стратиграфии викуловской свиты

В преамбуле к главе кратко упомянуто, что многие данные и сведения по геологическому строению рассматриваемого района и сопредельных территорий переходят (переписываются) из одного производственного отчета в другой, из одной обобщающей монографии в другую. При этом не только теряется первоисточник, но и создается впечатление, что такое «передаваемое» знание является достоверным, надежным, лишенным внутренних противоречий и проблем. Попутно заметим, что некоторые (если не многие) данные транслируются из работы в работу почти без изменений начиная с 60-х годов XX века, несмотря на то, что часть таких первоначальных сведений была затем подвергнута корректировке. Это, в частности, весьма свойственно как для определения стратиграфической позиции и геологического возраста викуловской свиты, так и в целом для всей триады «кошайская – викуловская – ханты-мансийская свиты».

В литературе «гуляет» датировка викуловской свиты в пределах апта и раннего альба: «Возраст – апт-альб» [191, с. 94]. Восходит она к источникам второй половины 50-х – начала 70-х гг. Викуловская свита впервые выделена Н. Н. Ростовцевым под названием «викуловские слои» в 1954 г. по скважинам Викуловской площади у пос. Викулово Тюменской области [11]. В од-

ном из первоисточников Н. Н. Ростовцев сообщал, что «Остатки фауны в викуловской свите не обнаружены. В разрезе Заводоуковской скв. 2-Р найдены отпечатки шишки *Pityostrobus sibirica* Krysht., который, по заключению А. Н. Криштофовича, указывает на апт-альбский возраст заключающих его отложений. Данный вывод подтверждается, по мнению И. М. Покровской, и спорово-пыльцевым комплексом» [173, с. 123]. Л. Ю. Аргентовский с коллегами отмечали, что «На основании приведенных данных и по положению в разрезе *условно* возраст свиты принимается в объеме верхов апта. *Не исключается*, что в верхней части разреза викуловской свиты имеются альбские осадки» [16, с. 75; выделено нами. – *Авт.*]. Примерно то же самое, но более категорично, без условностей и сомнений, утверждается в другом авторитетном издании: «Возраст свиты принимается как верхний апт – нижний альб» [193, с. 77]. И. И. Нестеров с соавторами [222] считали, что викуловская свита подразделяется на две подсвиты. Возраст нижней подсвиты по положению в разрезе и спорово-пыльцевым спектрам принят в объеме верхов верхнего апта; возраст верхней подсвиты по положению в разрезе, микрофауне и спорово-пыльцевым комплексам принят в объеме нижнего альба.

Из приведенных цитат с очевидностью вытекает, что с самого начала изучения осадков викуловской свиты ее точный геологический возраст не был определен. Находка отпечатка (!) шишки единственного вида голосеменных (см. выше) вряд ли может служить надежным обоснованием возраста. Спорово-пыльцевые комплексы, изредка находимые в породах свиты, также «привязывались» к этой находке и автоматически получали апт-альбский возраст. Попутно заметим, что крупномерные растительные остатки обнаружены лишь по окраинам Западно-Сибирского региона, там, где аптские отложения выходят на дневную поверхность, например на Среднем Урале в синарской свите. Это в основном папоротники [146]. Стратиграфическая позиция также страдает неопределенностью и устанавливается, главным образом, *по положению в разрезе*. Обусловлено это, прежде всего, большим дефицитом палеонтологических данных. Хорошо известно, в том числе и по нашим собственным наблюдениям, что породы кошайской и викуловской свит крайне слабо охарактеризованы определяемыми органическими остатками. Исключение не составляют спорово-пыльцевые (палинологические) комплексы (ПК), находки которых редки и на основании которых производятся, главным образом, определение геологического возраста и корреляция вмещающих отложений.

Палинологические данные, полученные в ходе выполнения спорово-пыльцевого анализа (СПА) и относящиеся к нижнему мелу Западной Сибири, неполны, неточны и противоречивы. В ряде работ ранее применялась естественная ботанико-палинологическая классификация зерен ископаемых спор и пыльцы. Так, утверждалось, что в Ханты-Мансийской опорной скважине большая часть викуловской свиты (100 м и более) должна относиться к альбу, поскольку «Об этом свидетельствует значительное изменение в викуловской свите спорово-пыльцевого комплекса. В нем появляется в небольших количествах разнообразная пыльца покрытосеменных растений –

Acer, *Salix*, *Betula*, *Juglans*, *Juglandaceae*, *Castanea*, *Quercus*, *Ericaceae*, *Corylus*, миртовые, *Myricaceae*, *Ericipites tetraedralis* и *Angiospermae* – до 5 % (Уват, Тюмень, Петропавловский район, Омск, Барабинск). Общее содержание пыльцы покрытосеменных достигает в отдельных слоях до 14-17 %. Такое разнообразие покрытосеменных в аптских отложениях неизвестно» [120, с. 48].

Мы не беремся судить, насколько точно образцы на СПА, послужившие основой подобного рода заключений, привязаны к конкретному разрезу и к свитным границам. Вполне возможно, что образцы были взяты из ханты-мансийских отложений или загрязнены буровым раствором (последнее наиболее вероятно). Даже сам факт находки пыльцы покрытосеменной широко- и мелкоколиственной флоры вызывает слишком много сомнений. Авторитетные специалисты отмечали, что пыльца покрытосеменных в аптском интервале встречается крайне редко и была найдена только в скв. Березовская 1-оп [169]. Кроме того, если внимательно проанализировать приведенный выше список ботанических таксонов, то получится, что на территории Западной Сибири в викуловское время должны были произрастать зрелые листопадные леса с ивами, березами, каштанами, дубами, орехами и др. В действительности же, если первые представители покрытосеменных цветковых растений появились в барреме, а в альбе они стали играть сколько-нибудь заметную роль, то только лишь с сеномана можно говорить о том, что наземная флора стала приобретать кайнофитный облик (появление в ее составе дубов, буков, ив, берез, платанов и др.) [135].

В работах палинологов указывалось, что аптский палинокомплекс очень близок к барремскому, и постепенность, замедленность и преемственность флоры не дают возможности заметить по спорово-пыльцевым ассоциациям яркую смену растительности на рубеже баррема и апта. Наблюдается постепенный переход в палинокомплексах и только в редких случаях (например, по скважинам на Нижневартовском своде) прослеживается резкая смена их состава [41]. Смешанный характер ПК наблюдается практически повсюду в нижней части алымской свиты, а о смешанном характере ПК на границе викуловской и ханты-мансийской свит говорилось выше; все это, понятно, представляет трудности в датировке собственно аптских отложений по СПА.

Тем не менее к настоящему времени в среде палинологов достигнуто согласие относительно возрастных датировок палинокомплексов нижнего мела Западной Сибири. Этот консенсус сформулировала известный специалист в области палинологии мезозоя Западной Сибири Л. В. Ровнина, подводя итог многолетних исследований: «Нами установлены палинокомплексы берриаса, валанжина, готерива, баррема, апта и альба. Возраст палинокомплексов обоснован выделением этапов эволюции растений. Основное внимание при этом обращалось на время первого появления спор и пыльцы в разрезе для каждого яруса. Все палинокомплексы подтверждены фауной аммонитов, комплексами фораминифер и широким межрегиональным сопоставлением, что позволило обосновать палиностратиграфическую шкалу отложе-

ний нижнего мела Западной Сибири» [168, с. 86]. Для апта в качестве регионально значимого биостратиграфического маркера предложен палинокомплекс ПК-V *Gleicheniidites carinatus* Bolch. – *Trilobosporites trioreticulosus* – *Cingulatisporites euskirchenoides* с составом: доминанты: *Gleicheniidites* (*Gleicheniidites senonicus*, *G. laetus*, *G. umbonatus*, *G. carinatus*, *G. toriconcavus*); субдоминанты: *Cicatricosisporites* sp., *C. anstraliensis*, *Sphagnumsporites* sp.; сопутствующие: *Clavifera triplex*, *Ornamentifera echinata*, *Trilobosporites trioreticulosus*, *Aequitriradites spinulosus*; единичные: *Cingulatisporites* sp., *C. euskirchenoides*, *Angiospermae* [168, с. 87]. Важно отметить, что палинотаксоны здесь даны в искусственной классификации.

В приведенной цитате из работы Л. В. Ровниной отмечено, что возраст характерных палинокомплексов Западной Сибири подтвержден данными по аммонитам и фораминиферам, иными словами, калиброван зональными шкалами по этим группам организмов и приведен в соответствие зональному стандарту мезозоя Сибири [94]. На самом деле в том, что имеет отношение к апту, это далеко не так.

Что касается аммонитов (и другой макромерной фауны), то их находки крайне редки и ставятся под сомнение. Существует указание, что на Южном Ямале, в аптских образованиях, вскрытых скв. 6-КП района Салехард – Яр-Сале, кроме фораминифер найдены редкие *Ranore* (?) sp. indet., многочисленные обломки неопределимых пелеципод и аммонита на глубине 434,5–424,0 м, находки которого вызывают сомнение [57, 58]. А. Е. Глазунова с коллегами не приводят никаких данных о макрофауне в викуловской и покурской свитах (за исключением *Oxutoma*? sp. в Березовской скв. 1-Р глуб. 775-776 м и *Tellina* sp. в Барабинской скв. 1-Р глуб. 1201 м), подчеркивая неохарактеризованность аптских отложений остатками морской фауны [72].

Единственное более или менее точное указание на присутствие аммонитов в обсуждаемом интервале разреза нижнего мела Западной Сибири, сделанное сравнительно недавно, принадлежит В. А. Захарову [95, 96]. На севере Ямала в Южно-Тамбейской скв. 7 в танопчинской свите в интервале 1818-1827 м встречены аммонит ?*Pseudosaynella* sp. ind. и двустворки *Nuculoma* sp. ind., *Arctica* sp. По заключению В. А. Захарова, из-за неудовлетворительной сохранности образца он может быть отнесен либо к *Pseudosaynella* из верхнего апта Арканзаса (США), либо к *Cleoniceras* (*Neosaynella*)? *whittingtoni* Imlay из нижнего (?) альба Северной Аляски, но выбран первый вариант [95, с. 777]. В. А. Маринов в разрезе танопчинской свиты Южно-Тамбейской скв. 91, но ниже, в интервале 1917-1929 м, выделил и описал слои и комплекс с фораминиферами *Thurammia undosa*, датировав его поздним аптом [95, 96].

Что касается фораминифер, то ситуация здесь еще более запутанная и противоречивая. Начнем с того, что в фундаментальном справочнике «Фораминиферы мезозоя», обобщившем и суммировавшем *все известные надежные данные* по фораминиферовой биостратиграфии нижнего мела территории бывшего СССР, для Сибири не названо и не охарактеризовано ни единой(!) фораминиферовой зоны апта [208]. В предшествующем фундамен-

тальном издании [209] сообщается, что викуловский горизонт не содержит фауну фораминифер в районах развития викуловской свиты в Западной Сибири (Березовско-Чуэльском, Тобольско-Уватском, Тюменско-Петропавловском) и в районах развития покурской свиты (Покурско-Елогуйском, Колпашево-Нарымском, Максимкинярском). На северо-востоке в аптской яковлевской свите (глины и алевролиты с пропластками углей) найдены фораминиферы из рода *Miliammina*, характерные для опресненных бассейнов [209, с. 31].

Тем не менее в ряде источников сообщается о находках аптских (?) фораминифер в викуловских и синхронных им отложениях [53, 56, 57, 58, 59, 120 и др.]. В Березовской опорной скважине агглютинирующие фораминиферы найдены В. Т. Балахматовой на глубине 908,25 м и Ф. В. Киприяновой в интервале 861-753 м [53]. В. Т. Балахматова отметила также в Березовской скважине совместно с фораминиферами многочисленные радиолярии *Discoidea*, *Spongodiscus* sp., многочисленные четырехосные спикулы кремневых губок и редкие «призмы» иноцерамов. В Ханты-Мансийской опорной скважине, бурение которой было прекращено в связи с аварией^{*)}, В. И. Кузина выявила комплекс фораминифер в викуловской (?) свите на контакте с вышележащей ханты-мансийской, который она сочла возможным отнести к нижнему альбу [120].

Судя по приведенному В. И. Кузиной списку форм, комплекс фораминифер можно уверенно отнести к альбу; это нижний подъярус и низы среднего альба и, согласно современным представлениям, – слои с *Ammosiphonia ponioninoides* и слои с *Ammobaculites fragmentarius* – *Ammosiphonia beresoviensis* [12, 87]. Понятно, что в данном случае речь может идти о неточной фиксации и индексации верхней границы викуловской свиты (или нижней границы ханты-мансийской) в Ханты-Мансийской скважине.

В случае Березовской скважины ситуация более непонятна и противоречива. Анализ списков форм в выявленных В. Т. Балахматовой, Ф. В. Киприяновой комплексах фораминифер свидетельствует, что здесь представлена удивительная смесь видов, характерных как для более древних, так и более молодых (вплоть до сеномана) отложений.

В литературе известны работы З. И. Булатовой [56-59], в которых наиболее последовательно отстаивается присутствие фораминифер и аптский

^{*)} Бурение Березовской опорной скважины велось с непроизвольным мощным газодинамическим фонтанированием, в связи с чем скважина не могла быть качественно опробована. Первичная документация керна на месте бурения сделана Т. Н. Пастуховой, отбор палеонтологического и петрографического материала проведен П. Ф. Ли [53, с. 6-7]. Бурение Ханты-Мансийской опорной скважины прекращено на глубине 2180,19 м в связи с возникшей сложной аварией. Первичная геологическая документация и отбор проб производились Г. А. Анисимовой, П. Ф. Ли, А. А. Султанаевым [120, с. 6]. Нам представляется, что в таких сложных условиях могли быть допущены ошибки во взятии образцов, неточная их привязка к разрезу либо загрязнение буровым раствором. На загрязненность образцов из «апта» Березовской скважины могут указывать также радиолярии-спонгодисциды и спикулы губок, в действительности начинающие массово появляться в образцах лишь со значительно более высоких туронского или сантонского интервалов.

возраст кошайской и викуловской (?) свит, датированных по фораминиферам. Здесь нет места для подробного критического анализа сообщаемых З. И. Булатовой сведений, однако следует подчеркнуть, что многие из определенных этим автором фораминифер явно тяготеют к альбу. Но самое поразительное состоит в том, что З. И. Булатова называет среди определенных ею форм планктонные фораминиферы *Hedbergella planispira* (Tappan), *H. washitensis* (Carsey), *H. aff. delrioensis* (Carsey), *Rotalipora* sp., *Guembelina* sp [57, с. 55]. Надо сказать, что эти виды планктонных фораминифер имеют распространение в аптских и альбских отложениях Западной Европы, США, Канады, однако здесь важнее подчеркнуть то, что подобные находки на территории Западной Сибири никто и никогда не повторил. Видимо, мы имеем здесь дело с необъяснимым артефактом.

Тяжесть проблемы доказательства точной стратиграфической позиции и определения геологического возраста викуловской (и кошайской) свиты усугубляется еще одним обстоятельством. В литературе и на представительных научных форумах уже более 20 лет обсуждается вопрос о невозможности или трудной осуществимости прямых корреляций стратотипов и парастратотипов ярусов мела, расположенных в Тетической и Перитетической областях Южной и Центральной Европы, и разрезов, расположенных в Бореальной и Арктической областях Евразии, особенно с использованием архистратиграфических групп – аммонитов и белемнитов [36, 94 и др.]. Причин здесь несколько, и одна из важнейших состоит в том, что в бореальных районах отсутствуют аммониты, составляющие основу биостратиграфического каркаса районов исторических стратотипов. Иными словами, применительно к разбираемому здесь вопросу: насколько правомерно и корректно выделение в Западной Сибири именно *аптских* отложений, если здесь нет тех представителей фоссилей, на основании которых выделен аптский ярус в районе исторического стратотипа? Или, иначе, как мы можем опознать именно *аптские* отложения в разрезе мела Сибири, если ни один из признаков не соответствует стратотипу?

Здесь возникает еще один аспект, состоящий в том, что при позонной корреляции ярусов постоянно следует иметь в виду значительную гомотаксальность аммонитовых ассоциаций. Кроме того, гетерохронность (*time-shifting*) одноименных ярусов в Бореальной и Тетической областях в настоящее время может достигать одной-двух зон по аммонитам [94] или 1 млн лет в физическом выражении [246]. Гетерохронность может достигать весьма значительных величин: например, раннеаптская аммонитовая зона *deshayesi* настолько провинциальна, что на востоке Ульяновско-Саратовского Поволжья появилась на 6 млн лет раньше, чем в Тетической области (внешний контроль по магнитохроностратиграфическим данным) [102].

Известный специалист в области стратиграфии мела Е. Ю. Барабошкин, оценивая возможность точных бореально-тетических корреляций по аммонитам и, отчасти, белемнитам, приходит к неутешительным выводам. Нижняя граница апта, т. е. граница баррема и апта, опознается по выявлению в тетических и бореальных (на Русской платформе) разрезах магнитозоны

обратной полярности М0. Корреляция части нижнего и большей части среднего апта обеспечивается благодаря открытию Каспийского пролива и активной миграции аммонитов через него и через бассейны Северной Европы. Верхний апт Бореального пояса достоверно не известен, а на Русской платформе отсутствует [30 и др.]. Таким образом, на Русской платформе апт не имеет биостратиграфически обоснованных ни нижней, ни верхней границ.

Итак, современное состояние стратиграфии нижнего мела Западной Сибири позволяет сделать уверенное заключение, что стратиграфическая позиция и геологический возраст викуловской свиты недостаточно обоснованы. В ее отложениях нет надежных находок макро- и микрофауны. Возраст палинологических комплексов, изредка находимых в породах свиты, принят во многом условно. Нижняя и верхняя границы свиты не имеют надежных биостратиграфических маркеров.

Суммируя сказанное выше, следует признать, что палеонтологическое обоснование аптского яруса и аптского возраста викуловской свиты на большей части территории Западной Сибири до настоящего времени остается крайне недостаточным. Проблемными являются не только нижняя и верхняя границы этого стратона в Сибири, но и выделение здесь подъярусов. Если, весьма условно и по аналогии с Русской платформой, возраст кошайской свиты можно принять раннеаптским, то отсюда вытекает, что возраст викуловской может быть позднеаптским (что, впрочем, так и принимается по умолчанию по положению в разрезе [146]). Правда, опять-таки по аналогии с Русской платформой [39], нельзя исключить, что во время завершения позднего апта на территории Западной Сибири была остановка в осадконакоплении.

Аптский ярус – самый продолжительный меловой ярус в абсолютном летоисчислении (13 млн лет по [243]), значительно, в разы, превосходящий по длительности ярусы неокома. По длительности аптский ярус сопоставим лишь с кампанским – 12,9 и альбским – 12,4 млн лет, тогда как продолжительность ярусов неокома лежит в интервале от 3,9 (готерив) до 6,3 млн лет (валанжин). Учитывая вышеупомянутую «остановку» в осадконакоплении в позднем апте, можно предположить, что в Западной Сибири примерно 3 миллиона лет остались неохарактеризованными осадками. Если вспомнить, что залегание ханты-мансийской свиты на викуловской начинается местами не с нижнего, а со среднего альба [12, 39], то к названной цифре можно добавить еще около 3 млн лет. Таким образом, в контакте викуловской и ханты-мансийской свит «прячется» примерно 6 млн лет – значительный отрезок времени, сопоставимый с длительностью целого яруса, например сеномана (6 млн лет по [243]). Иными словами, региональный сейсмогоризонт M_1 , маркирующий границу викуловской и ханты-мансийской свит, приурочен к весьма значительному стратиграфическому несогласию. Вполне вероятно, что и сейсмогоризонт M , маркирующий границу леушинской и кошайской свит, имеет ту же природу стратиграфического несогласия, однако это предмет отдельного рассмотрения, выходящий за рамки настоящей работы.

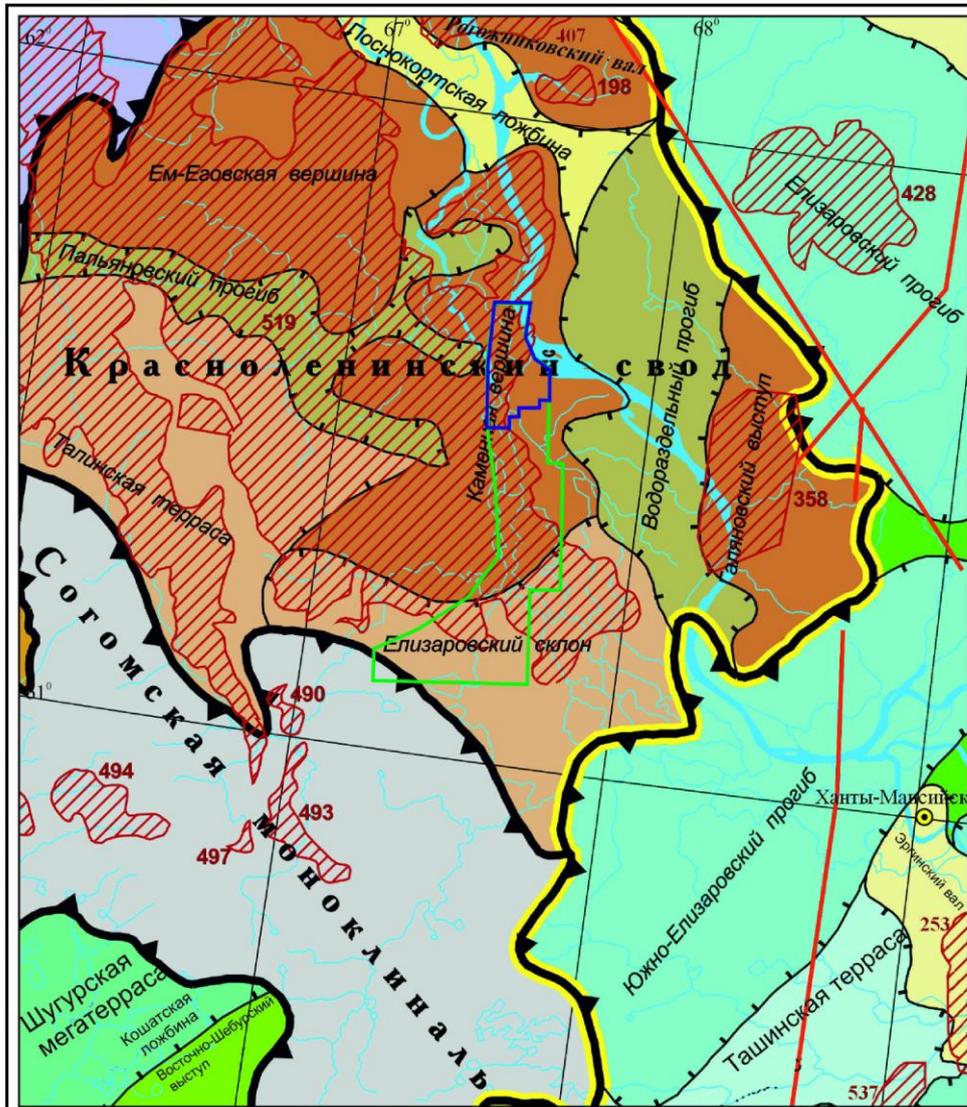
Принятый в настоящей работе позднеаптский возраст викуловской свиты не является окончательным, и мы еще раз подчеркиваем его условность. Стремление к стабильности стратиграфической номенклатуры и нежелание вносить путаницу побуждает нас следовать традиции и оперировать категориями устоявшихся воззрений. Однако «апт-альбский» возраст свиты необходимо изъять из широкого употребления в связи с недоказанностью альбской оценки.

1.4. Тектоника

В тектоническом отношении рассматриваемый участок находится на Западно-Сибирской плите, в пределах Уват-Хантымансийского срединного массива рифейского геосинклинального комплекса, на Красноленинском выступе, образовавшемся в период байкальского этапа складчатости в наиболее гранитизированной присводовой части антиклинория. Краевая зона крупной гранито-гнейсовой интрузии раннепротерозойского возраста располагается на севере участка. Метаморфизованные и интенсивно дислоцированные в складки сланцы позднепротерозойского возраста, слагающие доюрский комплекс, разбиты крупнейшими разрывными нарушениями на отдельные блоки. Один из погруженных блоков находится в юго-восточной части участка, второй – грабенового типа – вытянут с северо-востока на юго-запад в центральной его части.

В платформенном чехле Красноленинскому выступу соответствует одноименный свод, являющийся структурой I порядка (рис. 1.3). На северо-востоке Красноленинский свод ограничен Елизаровским мегапрогибом, на востоке и юго-востоке – Ханты-Мансийской впадиной. Мутомская котловина окаймляет его с запада. С юга, через Поттымскую седловину, Красноленинский свод сочленяется с Шаимским мегавалом, на северо-западе он контактирует с Шеркалинской моноклиной. Перепад отметок от вершины Красноленинского свода до днища Елизаровского мегапрогиба составляет более 1000 м. Это, наряду с высокими температурами в нефтегазоматеринских породах (более 100 °С), создало благоприятные условия для активной генерации углеводородов, их миграции вверх по разрезу и аккумуляции в пределах свода и на пути к нему.

В современном структурном плане Красноленинский свод представляет собой тектонический элемент с региональным падением слоев в восточном направлении, в сторону Ханты-Мансийской впадины. Он осложнен рядом структур II порядка – валов и куполов, разделенных прогибами. Ендырское куполовидное поднятие, в пределах которого расположен изучаемый участок, находится в южной части Красноленинского свода. На западе и северо-западе оно ограничено Кальмановским, на юго-западе – Южно-Талинским прогибами. М. А. Левчуком (1993 г.) в пределах поднятия выделено несколько локальных антиклинальных структур, из которых четыре (Кальмановская, Каменная, Елизаровская и Поттымская) частично находятся в границах непосредственно участка работ.



20 0 20 40 60 км

Условные обозначения:
 Лицензионный участок Участок ЗД работ с/п 1/2004-05
 Границы геоблоков.
 Важнейшие тектонические нарушения.
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА
 Границы тектонических элементов I порядка.
 Границы внутреннего районирования тектонических элементов I порядка.
 Открытые месторождения нефти, газа и газоконденсата.
Месторождения: 198 - Южно-Рогожниковское; 253 - Приобское; 358 - Гальяновское; 407 - Рогожниковское; 428 - Средненазымское; 490 - Южно -Талинское 1; 493 - Южно-Талинское 2; 494 - Онтохское 2; 497 - Южно- Талинское 3; 519 - Красноленинское; 537 - Западно- Эргинское.

НАДПОРЯДКОВЫЕ И I ПОРЯДКА СТРУКТУРЫ С ЭЛЕМЕНТАМИ ИХ ВНУТРЕННЕГО РАЙОНИРОВАНИЯ:

		ПЕРВЫЙ ИЕРАРХИЧЕСКИЙ УРОВЕНЬ РАЙОНИРОВАНИЯ (СТРУКТУРЫ НАДПОРЯДКОВЫЕ И I-ГО ПОРЯДКА)					
		Свободные мезотеррасы	Мезотеррасы, террасы	Моноклинали	Мезоклинали, ложбины	Мезоклинали, седловины	Мезоклинали, мезопрогибы
ВТОРОЙ ИЕРАРХИЧЕСКИЙ УРОВЕНЬ РАЙОНИРОВАНИЯ (СТРУКТУРЫ НАДПОРЯДКОВЫЕ И I-ГО ПОРЯДКА И ВНУТРЕННЕГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ I ПОРЯДКА И НАДПОРЯДКОВЫХ)	Неравномерные	■	■	■	■	■	■
	Валы, КТ, вершины, выступы	■	■	■	■	■	■
	Террасы	■	■	■	■	■	■
	Моноклинали	■	■	■	■	■	■
	Ложбины	■	■	■	■	■	■
	Седловины	■	■	■	■	■	■
Впадины, прогибы, огибающие впадины, когевыны	■	■	■	■	■	■	

Рис. 1.3. Фрагмент тектонической карты Западно-Сибирской плиты (под ред. В. И. Шпильмана и др., 1998)

Не подлежит сомнению, что структуры Красноленинского свода развились унаследованно, постепенно выполаживаясь вверх по разрезу. Анализ структурных планов кровли кристаллического фундамента, тюменской, баженовской и викуловской свит показал довольно высокую степень совпадения в плане положительных и отрицательных структурных форм. Общая инверсия структур произошла на неотектоническом (альпийском) этапе развития, соответствующем временному интервалу от палеоцена до современной эпохи.

1.5. Нефтегазоносность

Район Каменной площади располагается в пределах Красноленинской нефтегазоносной области (НГО) Западной Сибири к востоку от Шаимского нефтегазоносного района (НГР), примыкая к последнему (см. рис. 1.1). Эта территория находится в полосе перехода от западных районов Западной Сибири к центральным и несет на себе многие черты и особенности как тех, так и других во всем, что касается строения и вещественного состава нижнемеловых отложений.

Промышленная нефтеносность в основном связана с нижнемеловыми и ниже-среднеюрскими отложениями (рис. 1.4). На ряде площадей получены промышленные и непромышленные притоки углеводородов из верхней части доюрских образований (Ем-Еговская, Ай-Торская и Каменная), что позволяет рассматривать их как дополнительный источник прироста запасов. Помимо доюрских пород и их верхней дезинтегрированной части, залежи нефти Красноленинского свода локализируются на следующих стратиграфических уровнях: нижняя юра (шеркалинская свита), средняя юра (тюменская свита), верхняя юра (абалакская свита и нижнетутлеймская подсвита), нижний мел (викуловская свита).

Общая характеристика нефтеносности двух главных горизонтов – юрского и викуловского комплексов – дана на рис. 1.5. Объектом наших непосредственных работ явилась часть Каменной площади, расположенная на востоке. Ее конфигурация была показана на рис. 1.3 и отдельно приведена на рис. 1.6.

Не вдаваясь в характеристику нефтенасыщенности юрского комплекса, отметим, что на основе результатов интерпретации геофизических исследований, а также по данным опробования скважин, промышленная нефтеносность в пределах изучаемой территории установлена для верхней части викуловской свиты (см. п. 1.1). Здесь, сверху вниз по разрезу, выделены три коллектора – ВК₁, ВК₂, ВК₃. До 2006 г. включительно общепринятой являлась пластово-параллельная модель резервуара, приведенная на рис. 1.7. На ее базе осуществлялась корреляция разрезов, оценка и подсчет нефтегазовых ресурсов.

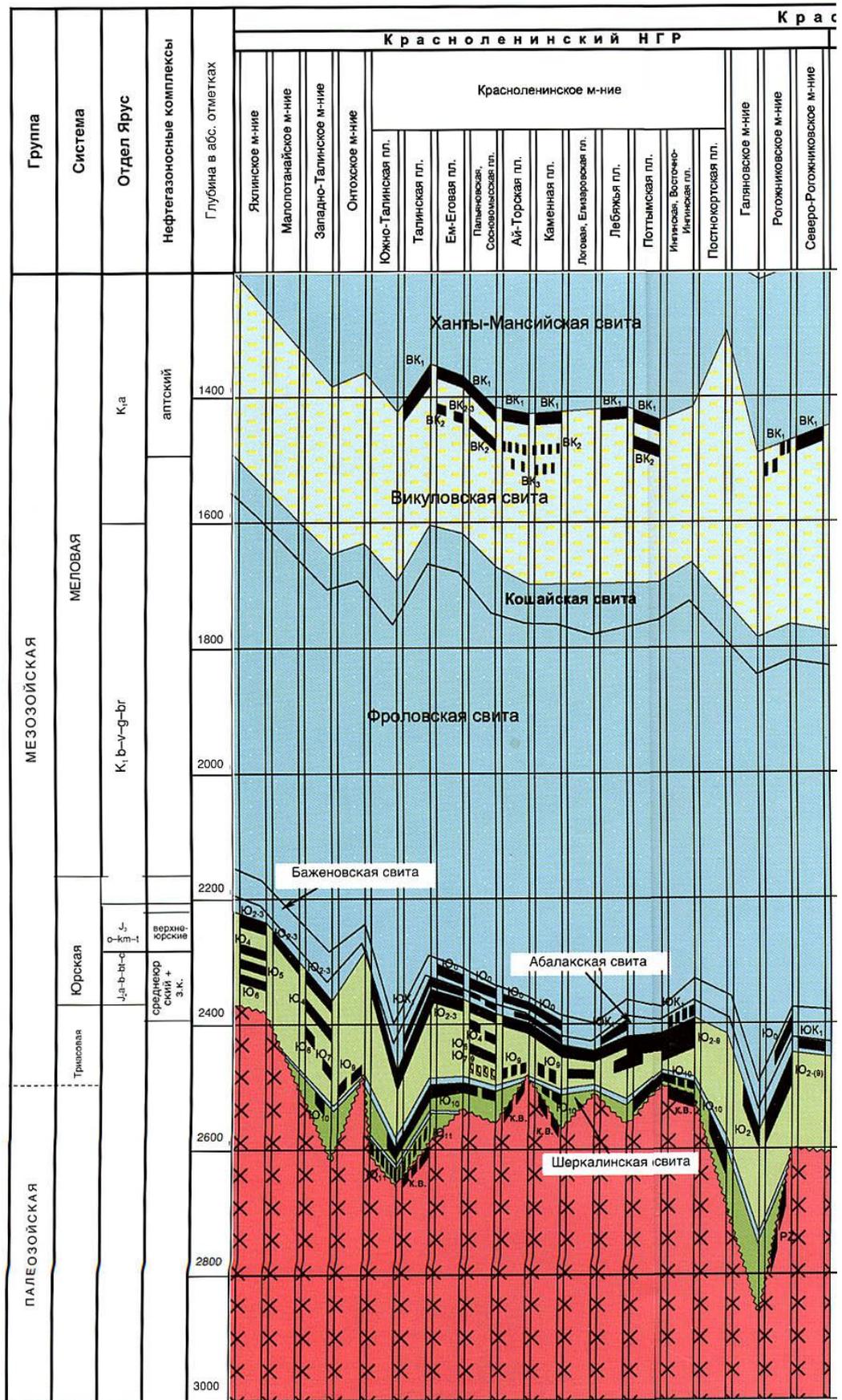


Рис. 1.4. Схема размещения залежей в Красноленнинском НГР [19]

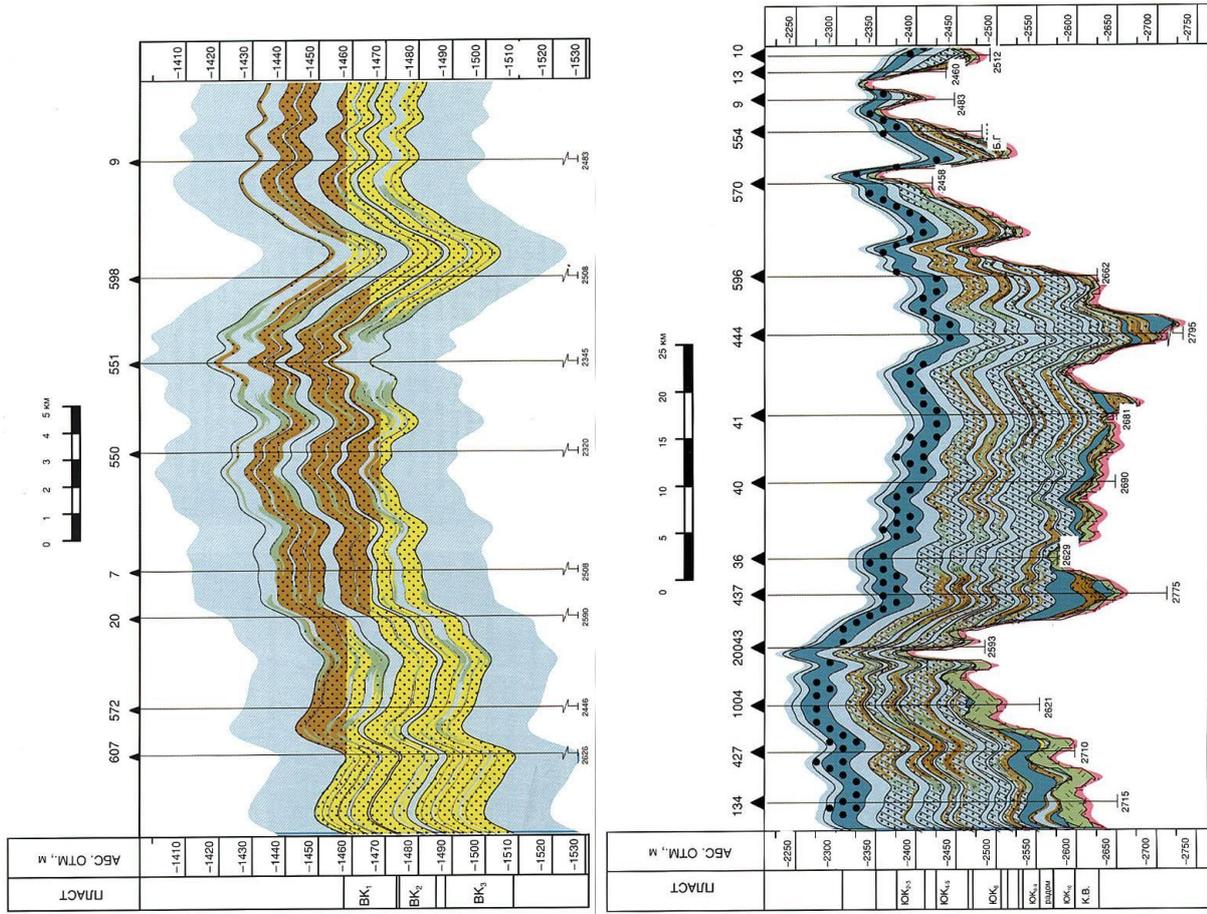
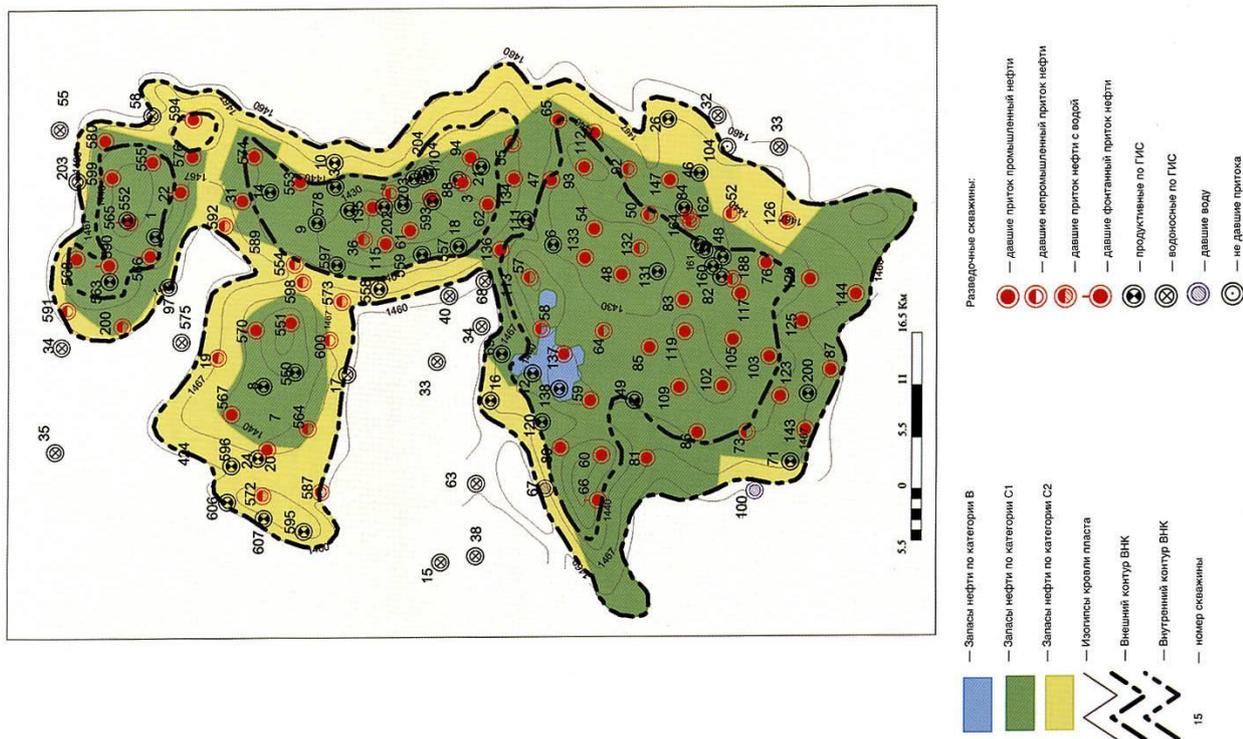


Рис. 1.5. Красноленинское месторождение, Каменная площадь, залежь в пласте ВК₁ [19]

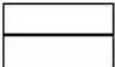
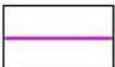
Локальные поднятия

- ① Каменное
- ② Западно-Елизаровское
- ③ Поттымское
- ④ Восточно-Поттымское
- ⑤ Кальмановское
- ⑥ Южно-Кальмановское

Локальные погружения

- ⑦ Восточно-Каменный прогиб
- ⑧ Южно-Каменная структурная ложбина

Линии геологических профилей

-  I-I
-  II-II
-  III-III
-  IV-IV
-  V-V

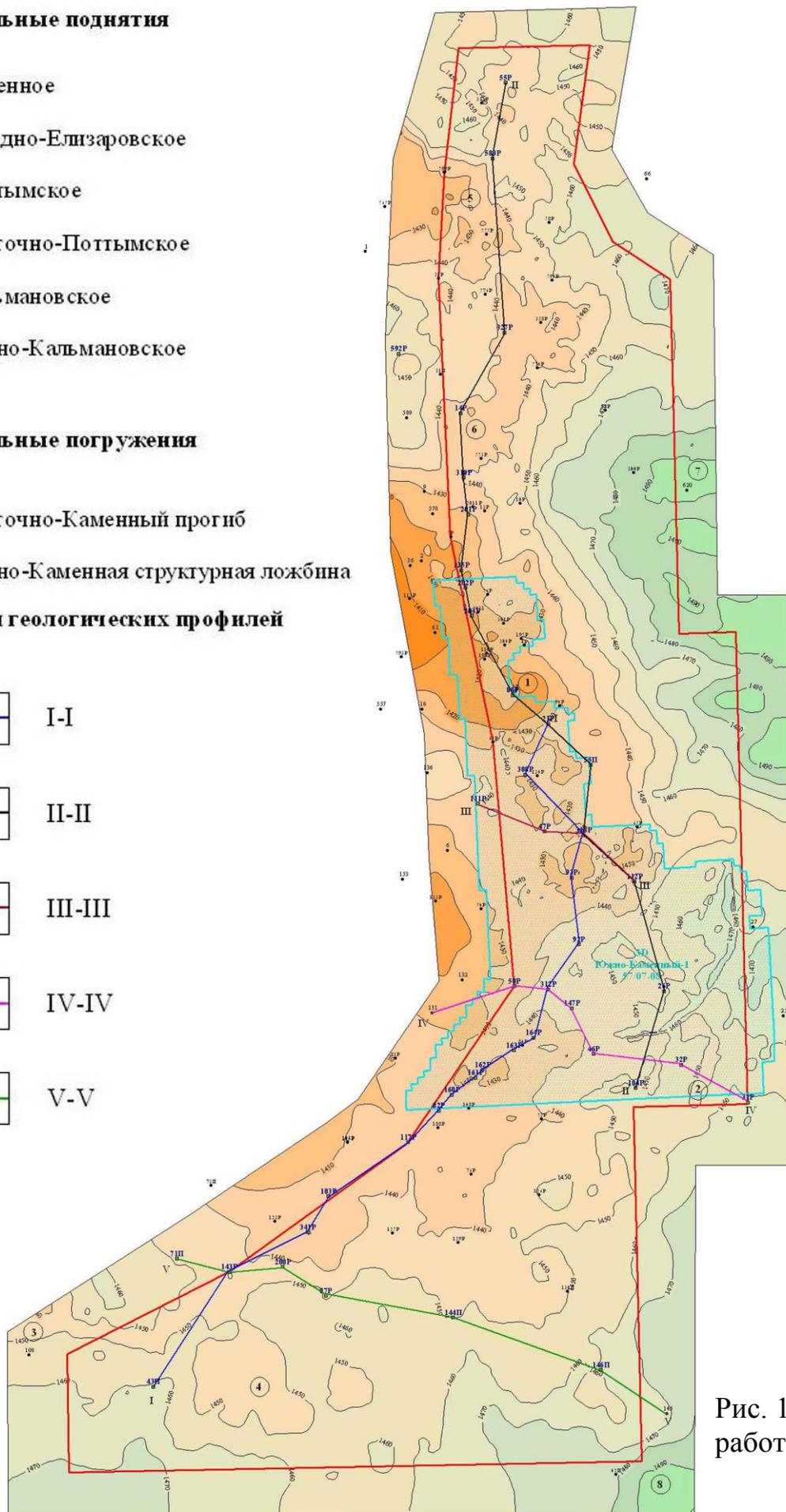


Рис. 1.6. Участок работ

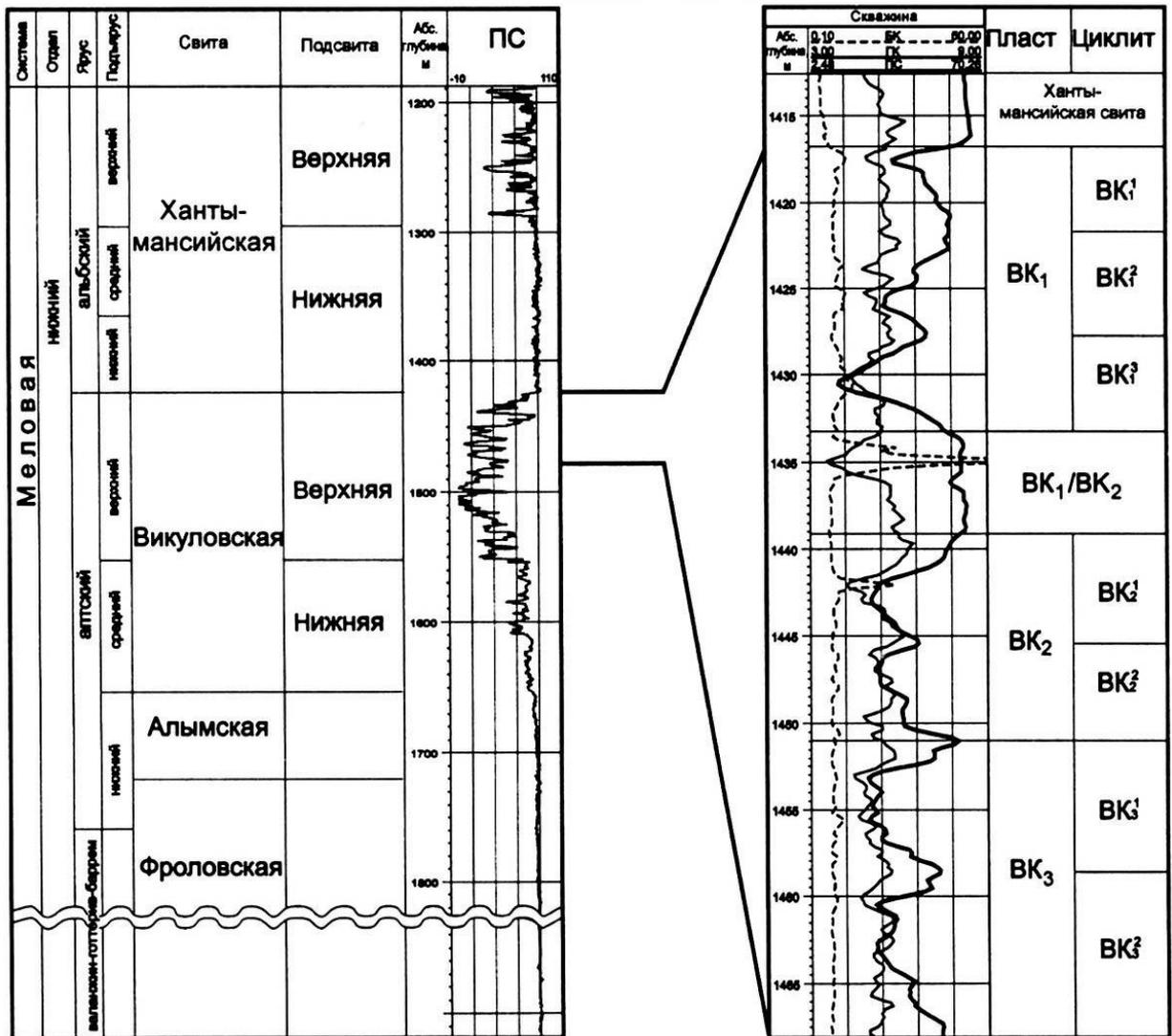


Рис. 1.7. Стратиграфическая схема нижнемеловых отложений и номенклатура продуктивных пластов викуловской свиты [145]

Залежи нефти в отложениях викуловской свиты в основном пластово-сводовые. Тип коллектора терригенный, поровый. На описываемой площади выделены следующие участки залежи, отличающиеся положением водонефтяного контакта (ВНК):

- основной, условно разделённый на Каменный и Поттымский участки по местоположению соответствующих структур;
- Кальмановский на севере;
- участок скважины 43 на юго-западе;
- участок скважины 146 на юго-востоке;
- блок 1 в центральной части;
- блок 2, начинающийся в западной части и продолжающийся на территории сопредельной площади.

Названия последним двум участкам даны в отчёте ЦГЭ 2003 г., где они были выделены (в несколько иной конфигурации) наряду с другими блоками.

Конфигурация блоков уточнена в связи с изменением характера насыщения коллекторов в приконтактной зоне некоторых скважин при переинтерпретации материалов ГИС.

На основной части залежи, условно разделённой на Каменный и Потымский участки, ВНК определён на абсолютной отметке - 1456,2 м.

Плоскость водонефтяного контакта на всех участках проведена горизонтально: не ниже зеркала воды и не выше подошвы нефтенасыщенных коллекторов в разведочных скважинах. При этом в некоторых скважинах она проходит по кровле водонасыщенного коллектора (скв. 163, 555), в других – по подошве нефтенасыщенного коллектора (скв. 4, 62, 135, 161, 188, 580), в большинстве скважин – в пределах переходной зоны. Отнесение части переходной зоны по ряду скважин к водонасыщенной или нефтенасыщенной зоне в комплексе контролируется положением интервалов опробования с соответствующим характером насыщения. Частичная водонасыщенность верхней части коллекторов переходной зоны, отнесённой к области выше водонефтяного контакта, учитывается при подсчёте запасов через рассчитанные по данным ГИС значения $K_{нг}$.

Дополним эти сведения новыми материалами, относящимися к основной территории Каменной площади, являющейся объектом деятельности ТНК-ВР, и изложенными в статье [63]. Так, в ней отмечено, что «По большинству скважин отмечаются окна слияния пластов (ВК₂ и ВК₃. – Авт.) и отсутствие перемычки, в отдельных скважинах она отсутствует между пластами ВК₁ и ВК₂». Приводя общую сжатую характеристику коллекторов (табл. 1.1), авторы статьи отмечают следующее.

Таблица 1.1

Обобщенная характеристика коллекторов [63]

Параметры	Пласт	
	ВК ₁	ВК ₂
Средняя общая толщина, м	14	23
Средняя эффективная нефтенасыщенная толщина, м	6,5	4,7
Коэффициент нефтенасыщенности	0,54	0,53
Коэффициент пористости	0,26	0,27
Проницаемость, 10^{-3} мкм ²	23	26
Коэффициент песчанистости	0,7	0,5
Расчлененность	4,4	6,8

«Исследования керна свидетельствуют о низкой надежности перемычек между коллекторами и, следовательно, об отсутствии покрышек над пластами ВК₁ и ВК₂, ВК₂ и ВК₃.

Испытания пластов ВК₁₋₃ также не подтверждают наличия двух или трех гидродинамических систем, так как ни в одной скважине по результатам качественных послойных испытаний не получены притоки нефть – вода – нефть – вода. Следовательно, продуктивные отложения пластов викуловской свиты Каменной площади являются единой гидродинамической системой.

Уровень водонефтяного контакта (ВНК) по залежам колеблется от 1447 до 1475 м. Наиболее вероятным объяснением резких колебаний ВНК на разных участках площади в большинстве случаев является ее блоковое строение, обусловленное наличием дизъюнктивных нарушений и локальных структурных поднятий в пределах всей Каменной площади: Кальмановского, Ай-Торского, Каменного, Лорбинского, Сеульского и Поттымского» [63].

Достаточно очевидно, что приведенные данные во многом дезавуируют простую пластово-параллельную модель строения резервуара (см. выше). Об этом и пойдет речь в ряде разделов предлагаемой работы.

2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБЪЕМЫ ВЫПОЛНЕННЫХ РАБОТ

Впервые последовательно реализуя известную «классическую» методику фациально-циклических исследований для собственно нефтегазоносных отложений (см. введение), отразим наши взгляды на соответствие ее разных видов (уровней), в разные годы рассмотренных в ряде работ [2, 3, 194 и др.], основным уровням организации геологических тел (табл. 2.1).

Таблица 2.1

Ранговая шкала структурных единиц Земли

Уровни		Объекты (структурные единицы)	Эмерджентное свойство (целого, не сводимого к сумме частных)	Метод изуче- ния (анализ)
группа	ранг			
Формаци- онная	6	Формацион- ные ком- плексы		
	5	Геоформа- ции	Единство палеогеографи- ческих условий и геотек- тонической обстановки	Формацион- ный (ФА)
	4	Наборы (комплексы) пород: циклы	Направленность смены ти- пов пород (фаций)	Фациально- циклический (ФЦА)
Минераль- ная	3	Фации	Ландшафт (сочетание фак- торов)	Литолого- фациальный (ЛФА)
		Породы	Устойчивое сочетание ми- нералов	
	2	Минералы		

К такому видению уровневости исследований мы пришли на базе изучения отложений тюменской свиты Шаимского НГР [194]. Одновременно мы также считаем, что все три вида анализов из «цепочки» ЛФА→ФЦА→ФА (см. табл. 2.1) могут быть и *самодостаточными*. К примеру, можно остановиться на уровне литолого-фациальных исследований какого-то локального участка разреза либо, напротив, начинать с формационных обобщений для существенного по своему объему объекта. В целом же граница между анализами имеет явно *нелинейный* характер и во многом зависит как от целей исследований, так и от объема имеющейся информации. Последнее особо важно для нефтегазовой литологии, преимущественно опирающейся на *ограниченные интервалы с керном, причем в основном отобранном из продуктивных горизонтов*. Поэтому в ряде случаев нам придется после констатации *литолого-фациальных представлений* ограничиться разворачиванием их не

столько по вертикали (ФЦА), сколько по латерали (палеогеографический вектор ФА).

Вначале остановимся на общем рассмотрении проблем генезиса отложений, применительно к реконструкциям условий их формирования. Затем покажем различные пути реализации генетических построений.

2.1. Фациальные реконструкции в рамках геологического моделирования

Создание *модели* исследуемого объекта – исключительно важный шаг в его изучении. В принципе, на нем можно и остановиться; тогда созданная модель (лат. *modulus* – мера, образец, норма) будет являться некоторым эталоном, иллюстрирующим образ объекта. В более правильном варианте созданную модель необходимо постоянно уточнять и дополнять, за счет либо «внутренних» по отношению к анализируемой системе параметров, либо «внешних». Применительно к геологическим объектам это можно рассматривать, соответственно, или как дополнение известных данных некоторыми новыми элементами (сгущение сети наблюдений; детализация отдельных методов), или как получение принципиально новой информации (выход на новые площади; использование новых методов получения и/или обработки информации).

Постулируя *необратимость* времени вообще, а геологического, оперирующего большими его диапазонами в особенности, мы приходим априори к неизбежности использования при геологических работах любого вида и целеполагания изначально субъективных, «генетических» рассуждений, базирующихся на принципе **актуализма**. Вообще-то дискуссия о возможности применения принципа и метода актуализма и границах его использования по сути была исчерпана Всесоюзным литологическим совещанием 1952 г. Его решение подтвердило *правомерность* сравнительно-литологического метода, основы которого были разработаны Н. М. Страховым на актуалистическом принципе, и отметило неправильное отношение к этому вопросу Л. В. Пустовалова. В то же время в решении совещания отражено несогласие с тем, что в основу литологической теории должно быть положено изучение современного осадконакопления, как это прежде предлагалось Н. М. Страховым, и указано на ошибочность данного положения. На этом давно следовало бы поставить «точку» (да по сути она несколько десятилетий и стояла), если бы не существенное «но». О нем очень ярко и образно написал ведущий российский литолог В. Т. Фролов, рассуждая о корреляции разрезов как методе практической стратиграфии.

«А. Грессли (1838), вопреки простой логике, использовал, казалось бы, совсем неподходящее, противоположное корреляции свойство отложений – их *фациальную изменчивость* (непостоянство на площади), т. е. антитезу стратиграфической выдержанности, и не только добился решения практической задачи региональной геологии, но и заложил основы одного из плодотворных направлений в геологии – *фациально-палеогеографического*.

Стратиграфия вообще, корреляция разрезов в особенности, несмотря на оперирование объективными, реальными телами (слоями), – во многом *творческий раздел геологии*, в котором многое определяется опытом и зоркостью исследователя. В последние 2-3 десятилетия геофизика вооружила стратиграфов мощным методом корреляции разрезов и их расчленения на стратоны почти любой дробности (по толщине – от десятка метров и крупнее), именно методом *сейсмической стратиграфии* (А. Е. Шлезингер и др.). По отраженным сейсмическим волнам от границ стратонов или их частей в платформенных и в не сильно дислоцированных районах удается составить непрерывные разрезы длиной в сотни километров и видеть форму геотел, различные виды их взаимоотношений (налегания, прилегания, разрывы и т. д.) и, главное, – непосредственный переход друг в друга по горизонтали (А. Грессли практически первым добивался этого «вышагиванием» на местности). Характерные пачки слоев – *секвенции* – не замедлили истолковывать генетически, а их смену по вертикали однозначно связать с колебаниями уровня Мирового океана, благо к этому времени подоспели кривые Вейла и другие. Возникла *секвентная стратиграфия*, в которой адекватно отразились успех и «грехопадение» американской геологии, блеск которой – в ведущей роли в разработке сейсмостратиграфии, а «грех» – в полной непоследовательности, в измене себе (хотя в данном случае «падение» – в правильном направлении, в использовании спекуляций, но неумеренном), т. е. в отказе (только в этом примере) от философии почти крайнего позитивизма (см. выше). То они обвиняли русских геологов в излишнем генетизме, видя в нашем постоянном стремлении понять природу геотел недопустимый уровень спекулятивности, теперь сами вдруг впали в такое малообоснованное «навешивание генетических ярлыков», на которое мало кто из российских геологов отваживался: смену секвенций они однозначно укладывали в прокрустово ложе кривой колебаний уровня океана, как будто не действовали тектонические и другие факторы. Видимо, справедливо выражение «крайности сходятся»: крайний позитивизм («верю только в очевидные факты») и чрезмерные спекуляции (генетические заключения под идею или теорию)» [211, с. 93-94].

Отмеченное во многом относится и к объекту наших исследований, что будет рассмотрено в отдельных главах. Возвращаясь же к отправной точке рассуждений (использование актуализма), укажем, что весьма содержательное исследование особенностей актуалистического метода в литологии, причем с четких логических позиций, выполнено виднейшим отечественным седиментологом С. И. Романовским (кстати, всегда очень скептически относившимся к фаціальным реконструкциям). В частности, он писал: «Познание генезиса – исторически сложившаяся и исторически же оправданная фундаментальная цель геологической науки, которую не могут закрыть никакие агенетические построения, какими бы удачными они ни были при решении частных вопросов. Помимо этого, существует масса задач (и таких задач подавляющее большинство), которые на агенетической основе не могут быть решены в принципе. К ним прежде всего относятся все задачи, связанные с

изучением геологических процессов – их механизма и эволюции в ходе геологической истории» [170, с. 28].

Остановимся на некоторых «узловых точках» данной работы, которые для авторов представленной книги особенно ценны тем, что их осмыслил крупный методолог, в принципе далекий от субъективных предпочтений, в которых часто обвиняют исследователей генезиса пород, или, попросту, «фациальщиков». Выполним это в порядке изложения трех основных позиций, с учетом их выдержанности и проверки прошедшим временем, также составляющим существенную величину.

1. С. И. Романовский констатировал две логические схемы переноса знания, полученного при исследовании современных процессов, на объекты прошлых геологических эпох. А. Прямая экстраполяция. Б. Схема по пути создания теоретической модели, с ее последующей проверкой эмпирическими данными.

Достаточно очевидно, что исследования по схеме А, то есть чистый и неприкрытый униформизм в духе Ч. Ляйеля, противоречат представлениям о неизменной эволюции геологических процессов. Это, в частности, и было зафиксировано в решении Совещания по осадочным породам, 1952 г. (см. выше). К большому сожалению, в последние десятилетия наблюдается своего рода «рецидив» униформистских взглядов в виде прямого переноса представлений о современных процессах осадконакопления на реконструкции древних палеоландшафтов, о чем, в частности, написано В. Т. Фроловым (см. вышеприведенную цитату). Для схемы Б следует вторая позиция.

2. Гипотеза или теоретическая модель, нацеленная на объяснение механизма исследуемого явления, должна удовлетворять, в первую очередь, требованию принципиальной эмпирической проверяемости [170, с. 18].

С. И. Романовский одним из первых (по меньшей мере, в отечественной геологии) четко сформулировал главный методологический принцип моделирования: обязательность проверки теоретической модели новыми (эмпирическими, геологическими...) данными. Им показано, что собственно формальные преобразования исходной информации (агенетические, математические, etc.) не имеют по сути отношения к содержательной постановке геологических задач. Объективизация же последних заключается не в «экспериментальной проверке» (в геологии это невозможно), а в обязательном следовании принципу эмпирической проверяемости полученных результатов. «При этом эмпирическая проверяемость включает в себя проверяемость по принципу непротиворечивости в том смысле, что получаемые в результате теоретических исследований (в том числе и генетического характера) выводы должны не противоречить эмпирическому материалу» [170, с. 30]. Такой подход в достаточно «жестком» виде, характерном для компьютерной логики с режимом «да-нет» или 0-1, изображен на рис. 2.1. В значительно более «мягком» варианте, использованном именно для геологических моделей, он показан в табл. 2.2.

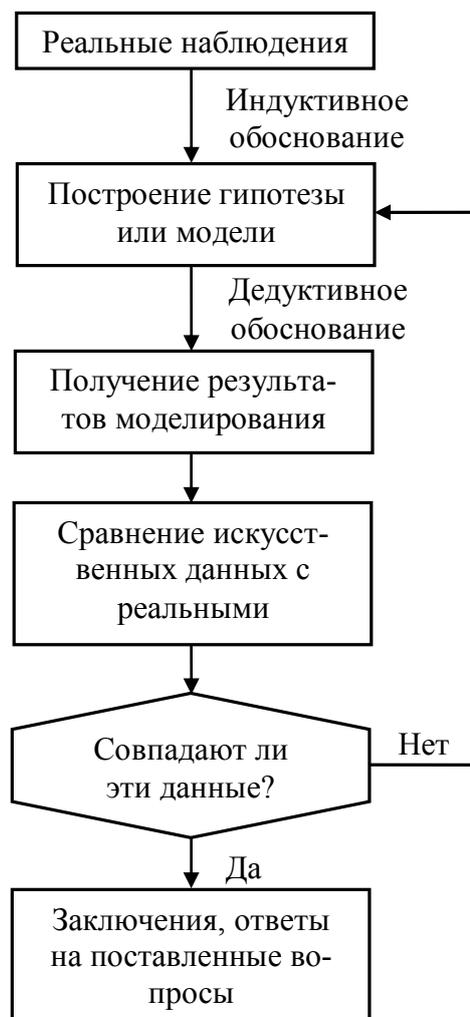


Рис. 2.1. Блок-схема, показывающая последовательные этапы моделирования [212, с. 18]

Под искусственными данными в нашем случае понимаются новые (геологические) сведения

Таблица 2.2

Схематическое представление этапов геологического исследования [129, с. 10]

<p>↑ Возвращение к соответствующей стадии ↑</p>	<ol style="list-style-type: none"> 1. Выявление и постановка геологической задачи ↓ 2. Построение «концептуальной» (понятийной) модели ↓ 3. Выбор переменных, учитываемых в модели, а также определение функций и аргументов ↓ 4. Сбор и анализ данных в соответствии с требованиями выбранной модели ↓ 5. Выбор наиболее важных переменных (если это не было сделано теоретически в пункте 3) ↓ 6. Уточнение модели путем перевода ее в детерминированную, стохастическую или регрессионную (предсказывающую) ↓ 7. Применение уточненной модели для предсказания новых зависимостей, которые можно проверить при помощи новых видов наблюдений ↓ 8. Принятие, отклонение или изменение окончательной модели
---------------------------------------------------------	-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

Дополним эти две схемы, заимствованные из англоязычной литературы, отечественным примером рассуждений, относящимся к этому же периоду интенсивной разработки основ и осмысления действительности *системного анализа* (СА). В его рамках весьма удачное подразделение *геологических систем* как комплексов элементов, находящихся во взаимодействии (Л. фон Берталанфи, 1956), предложено в 1969 г. Ю. А. Косыгиным и В. В. Соловьевым (рис. 2.2, А).

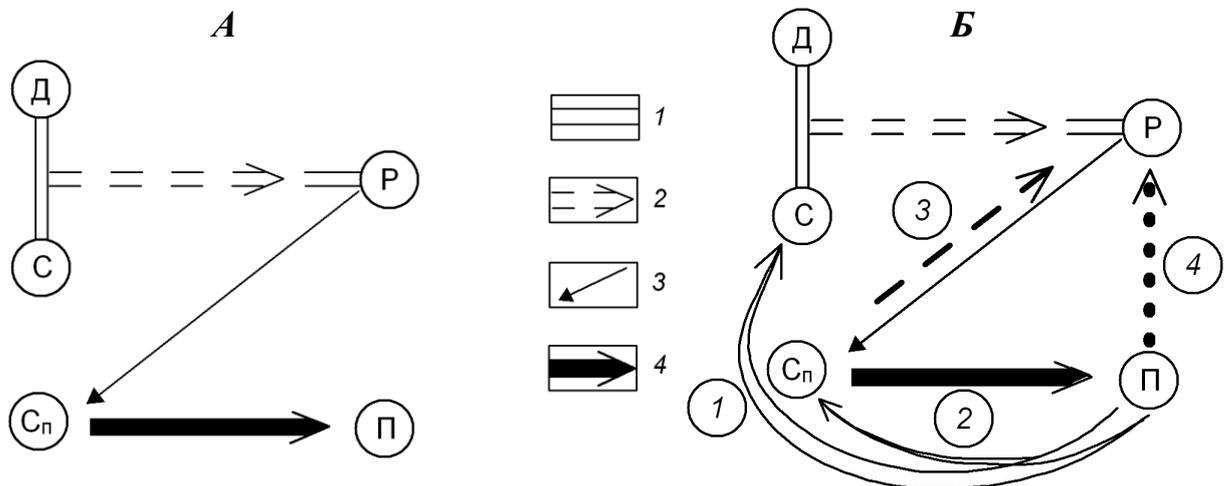


Рис. 2.2. Зет-система:

А – по Ю. А. Косыгину [128]: Д - динамические системы, С – квазистатические системы; Р – ретроспективные системы; С_п – прогнозные модели квазистатических систем; П - практический результат; 1 - сравнение по распространенной аналогии; 2 – построение ретроспективной модели по принципу актуализма; 3 - построение прогнозной модели; 4 – практическая реализация;

Б – верификация моделей зет-системы по путям 1-4 (в кружках): пояснения в тексте

Исходные модели делятся на динамические и статические. При этом динамические системы охватывают всю гамму современных геологических процессов (выветривание, денудация, перенос и осадконакопление). Статические, точнее квазистатические, системы соответствуют различным геологическим телам, структурам и т. д. (*s. lato*). Ретроспективные системы охватывают все построения и реконструкции, касающиеся геологического прошлого (в т. ч. *фациальный* анализ). Они не могут наблюдаться непосредственно, и их проверка всегда выполняется косвенным путем. В целом же выделенные системы объединены в единую логически выдержанную методологическую систему, названную по форме ее схематического графического изображения *Z-системой* или *зет-системой* (см. рис. 2.2, А). Квазистатические модели, построенные не только на основании непосредственных наблюдений, но и с использованием ретроспективных реконструкций, предложено называть *прогнозными* моделями. Их проверка осуществляется на практике.

В работе [188], посвященной составу и генезису отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района, мы предложили пути *верифика-*

ции фациальных исследований, в общем виде соответствующие принципу эмпирической проверяемости модели (см. выше). На рис. 2.2, Б показаны разноуровневые пути этой верификации/проверки.

Внешние по отношению к зет-системам пути 1 и 2 (вынесенные за ее контур) относятся во многом к самой методике выполняемых исследований. Путь 1 – это, по существу, проверка правомерности собственно литолого-фациального (фациально-циклического) анализа. Путь 2 – это сравнительно-исторические исследования одно(близко)возрастных объектов либо геологических тел, формирующихся в сходных условиях (на этом мы остановимся в финальной главе).

Верификация генетических представлений, показанная стрелкой 3 на рис. 2.2, Б, заложена непосредственно в методологии фациальных исследований, относясь к седиментологическому, *внутреннему*, уровню. Использование парагенеза (соотношения) фаций в качестве одного из ведущих диагностических признаков детально изложено в гл. 3.

Наконец, внешняя для выделяемых ретроспективных систем, но внутренняя по отношению к зет-системе в целом верификация показана на рис. 2.2, Б стрелкой 4. Именно этот, независимый от конкретных фациальных построений и представлений подход мы реализовали для отложений тюменской свиты в серии соответствующих работ. В частности, мы предположили, что не только «... прямое использование результатов тех или иных анализов для решения геологических вопросов, а их *трансляция* через диагностику фаций может представить интерес для изучения визуально монотонных толщ (к примеру, того же собственно плитного мезокайнозоя Западной Сибири)» [188, с. 163]. Решение этой задачи во многом и содержится в представленной работе.

Остановимся еще на одном немаловажном аспекте. В ходе моделирования одним из «рабочих» методов является принцип или правило «*бритвы Оккама*», названный по предложившему его философу У. Оккаму (ок. 1280-1347). Согласно данному правилу, понятия, не сводимые к интуитивному или опытному знанию, должны отсекаются (как бы отрезаться бритвой). Иначе, это принцип *минимизации* любых допущений: «не следует умножать сущности без необходимости». Непосредственно в текстах Оккама наиболее известна формулировка: *Pluralitas non est ponenda sine necessitate* (Множественность не следует допускать без необходимости).

3. «... если актуалистический принцип познания можно рассматривать как своеобразную методологическую основу при реставрации геологических процессов прошлого, то фациальный анализ является конкретно методическим воплощением этого принципа, нацеленным на его практическую реализацию» [170, с. 19].

На рис. 2.3 схематично отображены основные понятия, используемые при генетических (фациальных) реконструкциях в нефтегазовой литологии. Признавая за сейсмофациальными интерпретациями и ГИС-моделями существенную необходимость и значимость, отметим все же, что, по образному выражению Ю. П. Ампилова, «по вертикали сейсморазведка может дать

меньше, чем нужно, а по горизонтали больше, чем требуется» [15, с. 197]. В преломлении к геофизическим исследованиям в скважинах можно полагать обратное: по вертикали ГИС могут дать столько, сколько требуется, а по горизонтали – меньше, чем нужно.

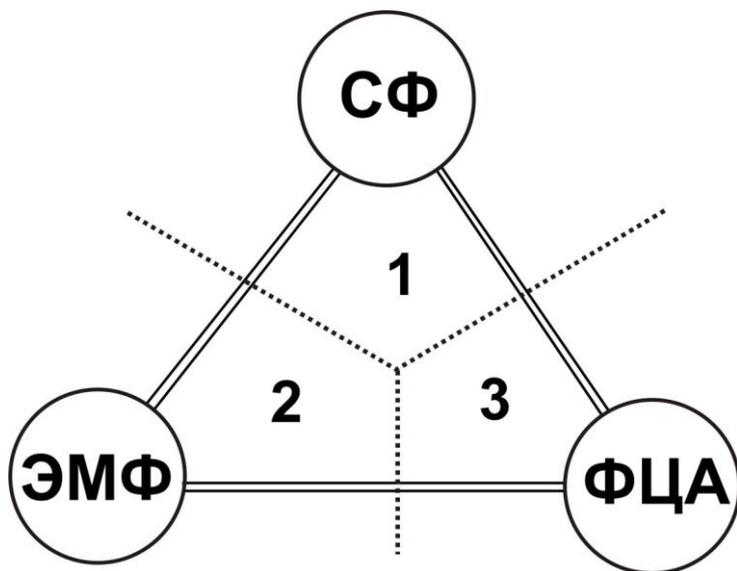


Рис. 2.3. Соотношение основных фациальных понятий, используемых в нефтегазовой геологии:

- СФ – сейсмофашия, ЭМФ – электрометрическая модель фашии; ФЦА – фашиально-циклический анализ;
- поля: 1 – «образ», 2 – установление фашии по одному параметру, 3 – то же, по комплексу признаков

В нефтегазовой литологии, при острой нехватке керна и хорошо разработанном комплексе геофизических исследований скважин (ГИС) широкое развитие получила генетическая интерпретация последних. Переходя к более детальной характеристике вопроса, сошлемся на работу О. Серра [256]. Им указано следующее: «Представляется, что идея применения данных ГИС как седиментологического инструмента впервые появилась в 1956-1957 гг. Ее авторами являются инженеры SHELL-PESTEN Company (Хьюстон, США). Исследуя дельту Миссисипи, они установили, что кривые ПС имеют характерную форму. Каждая из этих форм соответствует фашии определенного песчаного тела. Анализируя кривую ПС, тип контакта (резкий или постепенный) между песками и глинистыми сланцами и характер кривой (гладкий или зубчатый; вогнутый, прямолинейный или выпуклый), можно получить классификацию, показанную на рис. 2.4».

В отечественной нефтегазовой литологии наибольшую известность получили *электрометрические модели фашии* (ЭМФ), предложенные В. С. Муромцевым четверть века назад и с тех пор не претерпевшие принципиальных изменений. Методика выделения ЭМФ базируется на анализе кривой ПС или метода потенциалов самопроизвольной поляризации, при перемещении электрода в необсаженном стволе скважины. В качестве условной нулевой линии или линии глини принимаются участки(ок) кривой с наиболее положительными

ми показаниями, а максимум в отрицательных значениях соответствует наибольшей амплитуде, обозначаемой как $\alpha_{ПС}$ [149].

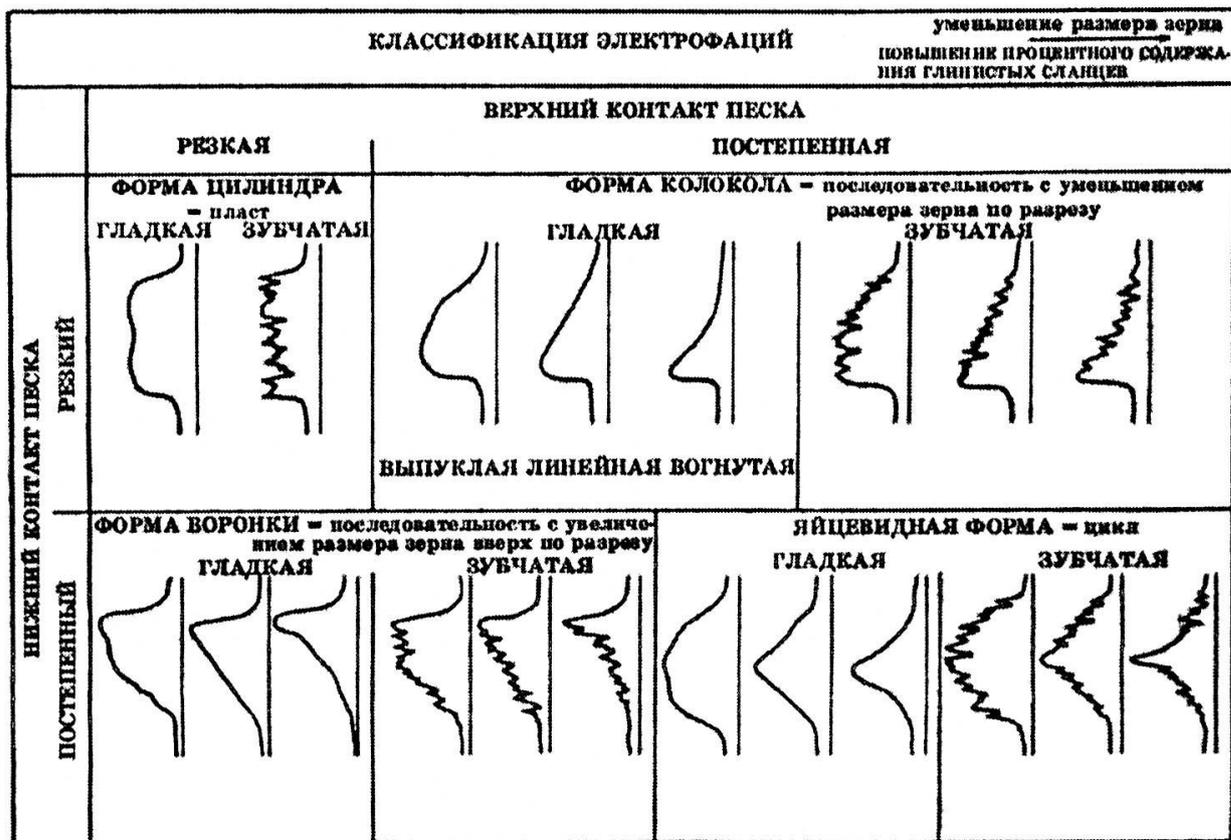


Рис. 2.4. Классификация электрофаций по форме кривых ГИС [256]

Данную методику, со всеми ее достоинствами и недостатками, мы будем использовать в своих исследованиях. Пока же отметим, что использование «дистанционных» методов – сейсморазведки полностью, а ГИС – в значительной степени, отвечает *дедуктивному* подходу к изучению объектов (от общего – к частному). Для сейсмофаций (см. рис. 2.3) это приводит к результату, описанному в работе авторитетного геофизика (!) Ю. П. Ампилова.

«По результатам собственных работ, на основе литературных данных и используя доступные материалы РОСГЕОЛФОНДА, было проанализировано 47 объектов опережающего сейсмофациального анализа, после которого было произведено поисковое, разведочное или эксплуатационное бурение. Среди них были объекты в Западной Сибири, Волго-Уральской провинции, на шельфе Баренцева и Печорского морей, а также на шельфе Южной Африки и Индии. Из 47 случаев только в 17 наблюдалось 100 %-е подтверждение гипотезы, основанной на результатах сейсмофациального анализа. Это действительно был риф, русловые отложения и т. п. (кстати, далеко не всегда они были продуктивными). Еще в 14 случаях результативность прогноза была неопределенной. К примеру, это оказывались песчано-глинистые отложения, но русловые или нет, по результатам бурения одной скважины окончательно

не ясно. В остальных 16 случаях прогноз был отрицательным: это были породы другого генезиса» [15, с. 84-85].

Отсюда четко и ясно следует, что дедуктивный подход в генетических исследованиях, иными словами, подгонка под некие существующие общие представления, «втаскивание в прокрустово ложе» сейсмообразов фаций, якобы адекватных реальным эмпирическим данным, существенно повышает вероятность ошибочной интерпретации. Как видно из приведенного примера, не менее трети проведенных реконструкций попросту не соответствуют действительности. Для электрометрических моделей фаций (см. также рис. 2.3) генетическая интерпретация принципиально ограничена использованием *одной кривой*, на чем мы будем подробнее останавливаться в последующих главах. Вообще-то использование одного метода или одной кривой ГИС для интерпретации генезиса отложений (тем более детального) можно оценить по поговорке XIX в.: «За неимением гербовой пишем на простой». Принципиально здесь просматривается недвусмысленная аналогия с «присвоением» гранулометрической характеристике пород «звания» литологического типа, что является принципиально недостаточным (об этом – в следующем разделе).

Завершая третью позицию, как и раздел в целом, укажем, что подлинный фациальный анализ представляется нам исключительно в его *индуктивной* реализации (от частного – к общему).

2.2. Фациально-циклический анализ

Среди выполненных нами исследований наиболее близкой к представленной работе, как по своему целеполаганию, так и по изложению материала, является монография по составу и генезису отложений Шаимского нефтегазоносного района [188]. В ее методической части было дано представление генетического подхода к изучению терригенных отложений в виде цепочки последовательного выбора с достаточно жестким режимом вида «да» – «нет» (рис. 2.5). Как видно, последовательные точки выбора, соответствующие бифуркациям, составили весьма жесткую детерминированную модель. Кратко охарактеризуем эту схему, дополнив ее новыми соображениями, в том числе с учетом вновь полученных материалов. Тем самым, хотя бы отчасти, реализуем и проверку (верификацию) этой модели, с учетом истекшего времени и новых сведений.

Итерация 1. Попытка обособления двух направлений в изучении осадочных пород – структурно-вещественного и генетического (сравнительно-литологического) – особенно четко проявилась во время дискуссии, предшествовавшей Всероссийскому литологическому совещанию 1952 г. (см. выше). Последующие годы и особенно период стремления к строгой «математизации» геологии (1970-е – 80-е гг.) показали контрпродуктивность т. н. агенетического направления исследований. Одновременно проявляющаяся в последнее время тяга к *униформистскому*, в принципе столь же контрпродуктивному, подходу заставляет нас обращаться к этой, казалось бы, давно решенной проблеме.

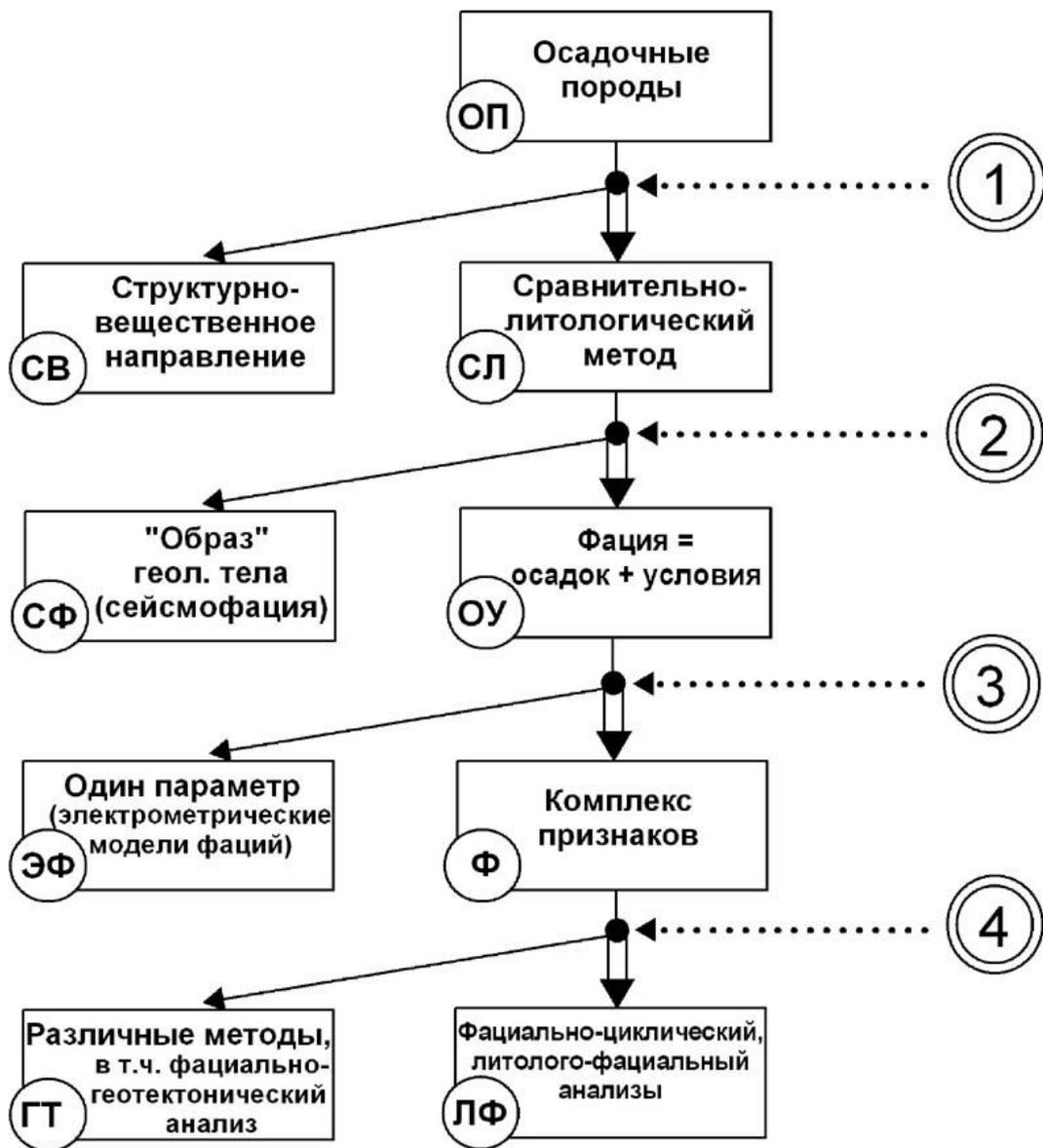


Рис. 2.5. Последовательность выбора использованной методики исследований: цифры в двойных кружках – итерации (все пояснения в тексте)

Итерация 2 относится прежде всего к понятию *фа́ция* (лат. *facies* – лицо, облик), являющемуся одним из самых запутанных, и в том числе самых необходимых в осадочной геологии. Впервые оно использовано швейцарским геологом Аманцем Грессли (A. Gressly) в 1838 г. при описании юрских отложений в Альпах. При этом им сразу же совершен «первородный грех» (по выражению Н. Б. Вассоевича), заключающийся в неоднозначной трактовке данного понятия. Наиболее употребительными являются два понимания фа́ции. 1. *Условия* или *обстановка осадконакопления* (англ. *environment*), то есть чисто субъективная субстанция, непроверяемая по своей сути. 2. Непосредственно *геологическое тело* с комплексом только ему присущих *признаков*, по которым с той или иной степенью субъективности реконструируются условия осадконакопления (осадок + условия). К первому понятию наиболее близко определение и сущность *сейсмофа́ции*, характеризующейся высокой

степенью неопределенности, что показывает проверка подобных реконструкций (см. приведенную выше подробную цитату из работы Ю. П. Ампилова).

Итерация 3. Реконструкция генезиса терригенных отложений нередко производится исходя из анализа изменчивости одного параметра – практически всегда размерности частиц, слагающих породу (см. окончание п. 2.1). Апеллируя к «объективности» данного показателя, создатели разных методик тем самым неизбежно приходят к упрощенчеству многообразия, которое присуще изучаемым геологическим объектам. Для иллюстрации данного положения приведем развернутые цитаты из редко цитируемой работы А. В. Македонова [139]. «Для терригенных пород широко применяются классификации по петрографическому, минералогическому, гранулометрическому составу. Предлагаемые в литературе классификации осадочных пород терригенного происхождения обычно и характеризуются только этими частными признаками или группами частных признаков. Например, широко распространена гранулометрическая классификация – песчаники, алевролиты и т. д. Выделенные таким образом типы пород часто также называют литологическими, но это совершенно ошибочное определение; правильно называть их гранулометрическими типами» [139, с. 13]. «Литотип – экзогенное или эндогенно-экзогенное геологическое тело с определенным комплексом взаимосвязанных существенных признаков: конститутивных – вещественного состава, строения, морфологии – и дополнительных индикативных – ориктоценозов, конкреций, некоторых других аутигенных образований. Конститутивными мы называем признаки, характеризующие данное геологическое тело как единое целое, начиная с породного уровня; индикативными – характеризующие только отдельные компоненты, включения в это тело внутripородного уровня, но имеющие важное значение как индикаторы условий образования тела, его парагенезиса...» [139, с. 9].

Итерация 4 (и последняя). Для изучения условий формирования сероцветных терригенных толщ (преимущественно на материале угленосных отложений) в 50-е годы XX в. разработано несколько методов: фациально-циклический, фациально-геотектонический, фациально-фазовый, литолого-формационный, фациально-динамический анализы, ряд которых представляется ныне архаичным. В последние годы С. Б. Шишловым предложен *структурно-генетический анализ осадочных формаций* [228]. Он выгодно отличается от неизбежной субъективизации фациальных реконструкций именно посылом к максимально возможной объективизации (независимости от исследователя) построений. Во многом это видно из сведений, приведенных в табл. 2.3 и 2.4, очень сжато характеризующих сущность исследований.

Не оспаривая достоинств как перечисленных, так и неуказанных методов фациальных исследований, очередной раз констатируем, что в представленной работе использованы основные положения *фациально-циклического* анализа, который разработан Ю. А. Жемчужниковым, Л. Н. Ботвинкиной, В. С. Яблоковым и др. на материале среднего карбона Донецкого бассейна

Ключевые термины структурно-генетического анализа [228]

Надпородные геологические тела	Фации геологических тел
<i>Слой</i> – система пород, элементарное надпородное тело	<i>Катена</i> – относительно однородная часть слоя
<i>Парагенерация</i> – трансгрессивно-регрессивная система слоев	<i>Литома</i> – относительно однородная часть парагенерации
<i>Геоформация</i> – трансгрессивно-регрессивная система парагенераций	<i>Градация</i> – относительно однородная часть геоформации
<i>Геогенерация</i> – система геоформаций, высшая единица формационного уровня организации	

Систематика литолого-генетических типов пород эпиконтинентальных терригенных сероцветных формаций [228]

Комплекс	Группа			
	гумолиты (g)	алевропелиты (a)	алтерниты (b)	псефито-псаммиты (c)
Глубоководного шельфа (x)	–	<i>xa-1, xa-2</i>	<i>xb-1, xb-2</i>	<i>xc-1, xc-2, xc-3</i>
Открытого мелководья (y)	–	–	<i>yb-1, yb-2</i>	<i>yc-1, yc-2, yc-3, yc-4, yc-5</i>
Изолированного мелководья (z)	–	<i>za-1, za-2, za-3</i>	<i>zb-1, zb-2</i>	<i>zc</i>
Биотурбитов (b)	–	–	<i>bb</i>	<i>bc</i>
Флювиальный (f)	–	–	<i>fb</i>	<i>fc-1, fc-2, fc-3</i>
Гидроморфных почв (s)	<i>sg</i>	<i>sa</i>	<i>sb</i>	<i>sc</i>
Субаэральных почв (e)	–	<i>ea</i>	<i>eb</i>	–

[195]. Его сущность изложена в лаконичной и исчерпывающей формулировке. «Детальное изучение и описание разреза в обнажении или по керну составление литологической колонки, определение литогенетических типов и фаций, выделение циклов, составление межрайонных фациальных профилей и, наконец, построение фациальных и палеогеографических карт – таков путь анализа и обобщения материалов исследования, с постоянной взаимной, так сказать «обратной» проверкой исходных данных и предыдущих построений и выводов» [195, ч. 1, с. 120]. Схема исследований из работы 60-летней (!) давности, не потерявшая актуальности до наших дней, приведена на рис. 2.6.

Более чем полувековой период, прошедший после опубликования схемы, уже сам по себе показал правомерность, целесообразность и достаточность такого подхода к изучению осадочных отложений. Нижняя цепочка взаимосвязей («анализ») определяет выбор объекта исследований, а процедуры, начинающиеся с определения признаков породы («синтез»), – собственно

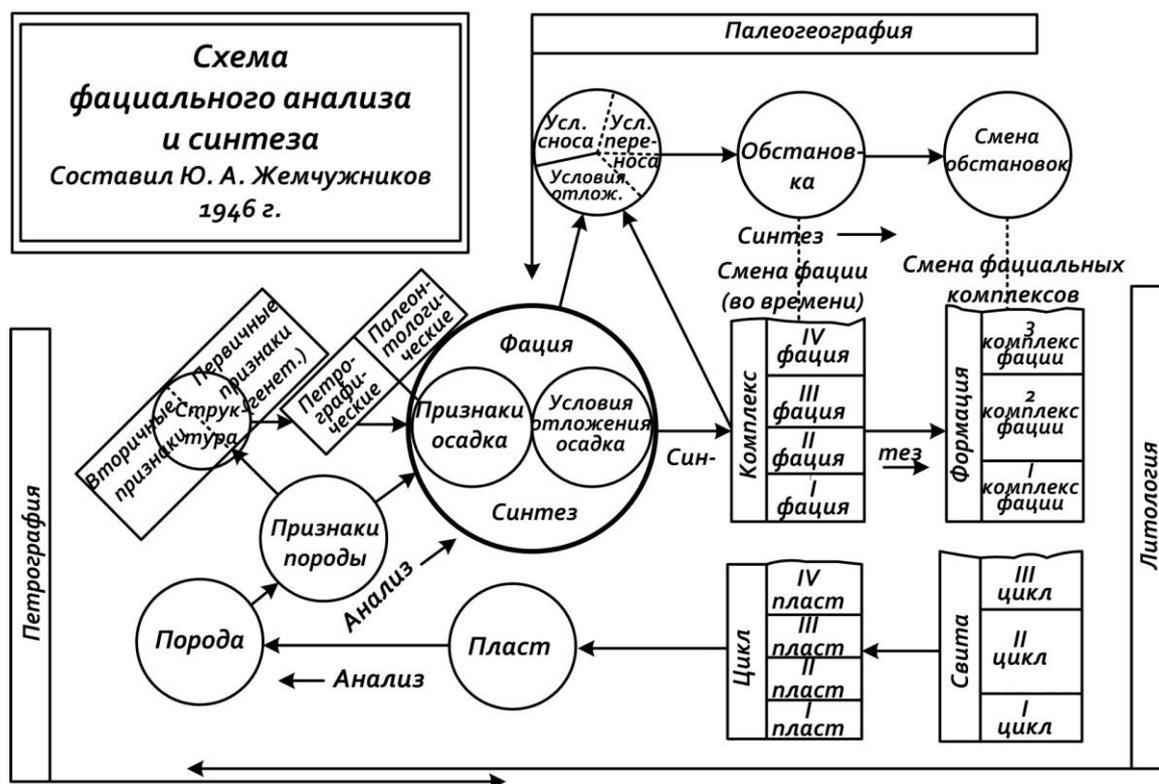


Рис. 2.6. Схема работ при фашиально-циклических исследованиях

фашиально-циклические исследования в их неукоснительной последовательности. В контексте же рассуждений, выполненных в п. 2.1, данная схема позволяет судить о ее полном соответствии принципу эмпирической проверяемости. Об этом же впрямую говорится и в вышеприведенной цитате. Именно **верификация** построений на каждом этапе **индуктивно** выполняемых исследований – ключевые позиции подлинных фашиальных реконструкций.

2.3. Объемы выполненных работ

Является аксиоматичным, что основным источником информации для фашиальных исследований глубоководных толщ служит керн скважин различного назначения. Всего в 2007-2010 гг. нами изучен керн 17 скважин, вскрывших верхнюю часть викуловской свиты. Их положение показано на рис. 2.7, а сведения об интервалах с отбором керна – в табл. 2.5.

Приведем сведения о последовательности получения информации, что может представить определенный интерес именно методического характера.

Так, уже весной 2007 г., т. е. вскоре после перехода восточной части Краснотенинского месторождения в собственность НК «ЛУКОЙЛ», было осуществлено изучение керна по отдельным скважинам, причем вначале – по тюменской свите (скв. 201, 308, 316). В том числе по скв. 316 был буквально бегло «просмотрен» и керн по викуловской свите, характеризующийся неудовлетворительным выносом и состоянием (см. табл. 2.5). В дальнейшем теми же исполнителями (В. П. Алексеев, Э. О. Амон, А. И. Лебедев) осенью

того же 2007 г. был задокументирован керн викуловских отложений по скв. 318 в интервале 20 м (вынос керна 13,4 м при диаметре 100 мм), что позволило впервые приближенно определить генезис отложений. После некоторого перерыва, уже в 2009 г., представилась возможность достаточно полноценного изучения относительно большого количества керна по данному горизонту. Вначале, в январе 2009 г., В. П. Алексеевым и О. С. Черновой, при участии зав. каф. геологии и петрографии ГОУ ВПО «Тюменский гос. нефтегазовый университет», канд. геол.-минерал. наук А. Н. Курчатовой был бегло описан керн одной из скважин, вскрывшей пласты группы ВК на Каменном месторождении Красноленинского свода. Скважина пробурена на объекте, принадлежащем НК ТНК-ВР, что определяет закрытость «привязки» изученного керна (доступ к нему был обеспечен благодаря гранту, полученному ТюмГНГУ). В июле 2009 г. вновь В. П. Алексеевым, Э. О. Амоном и А. И. Лебедевым осуществлена основная, «базовая» документация керна по пяти скважинам, вскрывшим горизонт ВК₁₋₃: 333, 1106, 3317, 30109/301 и 93123/931. Керном с диаметром 100 мм, в основном характеризующимся хорошим выносом (см. табл. 2.5), охвачен интервал от 30 до 70 м, в среднем 45 м, что дало достаточно полную информацию по горизонту.

Таблица 2.5

Сведения о документации керна

№ п/п	Номер скважины	Интервал бурения с отбором керна		Вынос керна (в целом)		Состояние керна
		от – до	м	м	%	
1	203	1446,4-1484,4	38,0	23,1	61	От плохого до среднего
2	316	1460,0-1500,0	40,0	9,8	24	Плохое
3	318	1489,0-1509,0	20,0	13,4	67	Среднее
4	327	1462,0-1472,0	10,0	8,7	87	Среднее
5	333Р	1776,0-1805,3 (ствол искривлен)	29,3	29,2	99,7	Хорошее
6	341	1485,0-1504,0	19,0	12,8	67	Плохое
7	1005	1466,0-1488,0	22,0	12,4	56	Плохое
8	1106, куст 11	1513,0-1560,0	47,0	44,2	94	Хорошее
9	2201	1457,5-1486,0	28,5	20,2	71	Плохое (частично керн не поднят)
10	3317, куст 33	1514,2-1560,2	46,0	46,0	100	Хорошее
11	9301	1478,0-1511,0	33,0	24,7	75	Среднее (частично керн не поднят)
12	30109/ 301	1469,5-1519,0	49,5	37,0	75	В основном хорошее
13	31627	1456,5-1501,2	44,7	44,5	99,6	Хорошее
14	32410	1551,0-1581,5	30,5	28,3	93	Хорошее
15	57409	1495,5-1519,5	24,0	22,5	94	Хорошее
16	59412	1515,0-1563,0	48,0	34,0	71	Среднее
17	93123/931	1540,5-1610,3	69,8	54,5	78	В основном хорошее

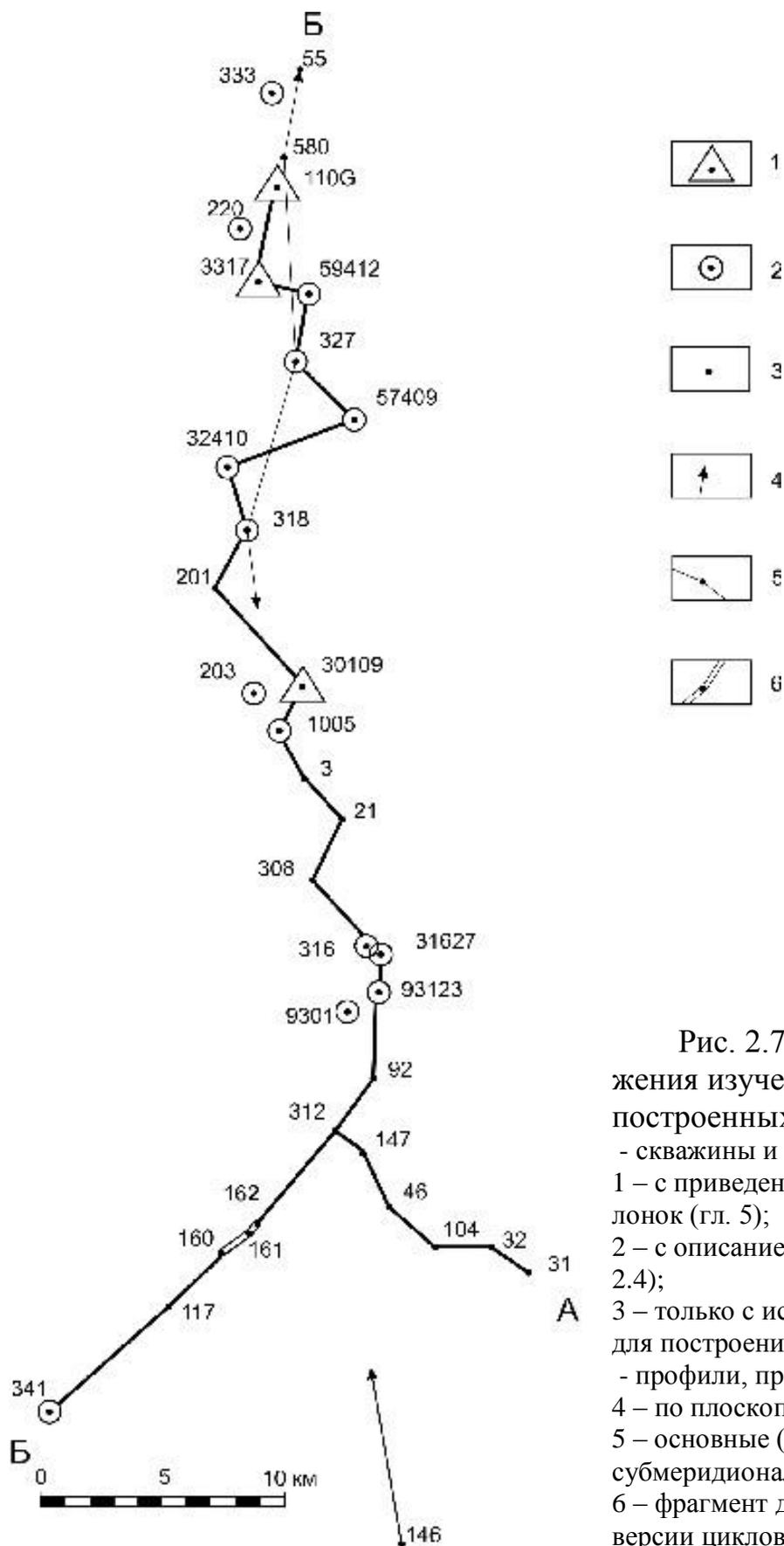


Рис. 2.7. Схема расположения изученных скважин и построенных профилей:
 - скважины и их номера:
 1 – с приведением фрагментов колонок (гл. 5);
 2 – с описанием керна (см. табл. 2.4);
 3 – только с использованием ГИС для построения разрезов;
 - профили, приведенные в гл. 5:
 4 – по плоскопараллельной модели;
 5 – основные (субширотный А-А и субмеридиональный Б-Б);
 6 – фрагмент для иллюстрации инверсии циклов

Важным и символичным в перечисленных этапах изучения объекта является тот момент, что в два основных периода получения информации – вначале справочной (2007 – январь 2009), а затем полной (июль 2009 г.) – было осуществлено и своего рода последовательное «погружение» в познание генезиса объекта – от довольно детальной характеристики побережной зоны бассейнового (морского) мелководья до выделения потоково-выносных дельтовых комплексов. По сути выполнена полная реализация последовательности ЛФА, которая описана в предыдущем разделе. В известной книге [190], в изложении Д. Свенсона, она выглядит следующим образом (с. 49): «Литолого-фациальный анализ представляет собой процесс, при котором по шламу, керну из скважин или по систематически отобраным в обнажениях образцам составляются вертикальные колонки и взаимосвязываются между собой. Исследуются и описываются фации, интерпретируются типы процессов, обуславливающих формирование фаций, и воссоздаются условия, в которых эти процессы протекали... Сам по себе такой метод носит **индуктивный** (выделено нами. – *Авт.*) характер; начинается он с определения типа фаций в отдельных специфических точках и переходит к общим выводам, используемым в целом комплексе поискового процесса».

Следующим этапом исследований (2010 г.), выполненных В. П. Алексеевым и А. И. Лебедевым, с участием А. В. Прядко и Г. Р. Хуснуллиной, явилась документация керна еще по 10 скважинам – 203, 327, 341, 1005, 2201, 9301, 31627, 32410, 57409, 59412 (см. табл. 2.5). Главным представляется тот факт, что *принципиально* новых сведений по горизонту пластов ВК получено не было. То же относится и к керну по скв. 13401, расположенной вблизи скв. 308, изученному уже после подготовки рукописи в печать. Итогом перечисленного является многоэтапная верификация полученных результатов с позиции их необходимости и достаточности для освещения генезиса объекта. Отметим, что именно данное обстоятельство и послужило основной причиной для написания представленной работы.

3. СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА (ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ) ПОРОД

Сведения по характеристике осадочных пород, являющихся главным источником большинства полезных ископаемых, изложены в огромном количестве работ, имеющих как общенаучную и (или) методологическую направленность, так и преимущественно практический и (или) конкретный характер. К настоящему времени основные понятия характеризуются достаточно ограниченным ареалом представлений. Некоторые из них, имеющие базовый статус (к примеру, диаграмма Дж. Вишера для характеристики распределения терригенных частиц; типы градационной слоистости, по Ф. Кюнелю и т. п.), приводятся практически в любом руководстве по изучению осадочных пород, приобретая по сути уже нарицательную сущность. Однако одновременно с этим за рядом представлений укрепилась и различная их интерпретация. Это относится (опять же, к примеру) даже к такому основополагающему параметру, характеризующему терригенные породы, как размерность слагающих их частиц. В России при разделении песчаных и алевритовых разностей используются целых **три** варианта границы: 0,1, 0,063 и 0,05 мм.

Поскольку наши исследования имеют узкую практическую направленность и относятся к локальному геологическому объекту, мы постараемся не отвлекаться на *общую* оценку представлений о составе и характеристике осадочных, в нашем случае исключительно терригенных пород. Опираясь на сведения, изложенные в известных и преимущественно легкодоступных пособиях и руководствах [79, 137, 155, 165, 179], будем привлекать их только для пояснений минимально необходимого характера, причем в основном ориентируясь на конкретный материал по изучаемому объекту.

Перед описанием признаков отметим, что будем руководствоваться совершенно справедливым замечанием А. В. Македонова о том, что типы пород в той или иной *гранулометрической* классификации (песчаники, алевриты и т. д.) ошибочно называть литологическими: правильно называть их гранулометрическими типами (см. итерацию 3 на рис. 2.5 в п. 2.2 и ее описание). Разделение параметров, характеризующих терригенные породы, на конститутивные (вещественный состав, строение, морфология) и индикативные (ориктоценозы, конкреции и проч.), удачно дополняет, систематизирует известный перечень признаков, приведенный в Атласе [23, с. 9].

1. Порода, структура, состав:

- а) гранулометрический состав (название породы);
- б) изменение крупности зерна;
- в) сортировка зерен;
- г) окатанность зерен;
- д) минеральный состав зерен;
- е) характер галек и неокатанных включений (форма, состав, распределение).

2. Текстура:
 - а) тип слоистости (или соотношение нескольких типов);
 - б) четкость серий и слоев;
 - в) причины, обусловившие слоистость;
 - г) распределение материала в слойках;
 - д) толщина слоев и серий, углы наклона слойков;
 - е) переходы внутри слоя, однородность и другие признаки текстуры слоя в целом.
3. Растительные остатки } Чем представлены, степень сохранности.
4. Фауна } Форма захоронения, распределение.
5. Минеральные включения:
 - а) конкреции - форма, состав, строение;
 - б) отдельные минералы - пирит и др.
6. Вскипаемость с соляной кислотой.
7. Контакты и переходы (нижний и верхний).

Конститутивными признаками из этого перечня являются (в узком понимании) 1а, 1в, 2а и 7; индикативными – остальные. Очевидно, что значение последних может очень сильно меняться.

3.1. Гранулометрические параметры песчаников и их петрографический состав

Естественно, что рассматриваемый объект интересует нас в первую очередь с практической точки зрения, поэтому основным объектом внимания являются *песчаники*. Размерность слагающих их частиц, вне сомнения, является ведущим параметром классификации. В настоящее время, как и в прошлом столетии, наиболее популярными остаются три шкалы: метрическая или десятичная, Ф-шкала Крамбейна и γ -шкала Батурина, преимущества и недостатки которых наиболее скрупулезно описаны в работе С. И. Романовского [170]. В частности, в ней отмечено, что хотя метрическая шкала физически более наглядна, но этим ее преимущества исчерпываются. В остальном же она очень неудобна, прежде всего по дробному и неравномерному шагу. К примеру, известные границы 0,25; 0,1; 0,05; 0,1 относятся друг к другу как 2,5 : 2 : 5, и введение других значений принципиально не меняет сущности проблемы. Размерная шкала В. П. Батурина с шагом $(10)^{1/10}$ выглядит излишне дробной и в своей сути также механистична (0,04; 0,05; 0,063; 0,08; 0,1; 0,125; 0,16; 0,20; 0,25; 0,315; 0,40; 0,50; 0,63; 0,80; 1,0; 1,25; 1,60; 2,0 мм). Вне сомнений, наиболее удачной представляется Ф (фи) шкала с размерностью, определяемой по соотношению $\Phi = -\log_2 (x/x_0)$, где $x_0 = 1$ мм. Особенно удобно, что результаты гранулометрических анализов можно выражать и в долях Ф: 0,5Ф и 0,25Ф, что обеспечивает высокую детальность результатов при возникновении такой необходимости.

Рассуждения о шкалах неизбежно приводят к фатальному вопросу, особенно важному для геологов-нефтяников: где проводить границу между песчаником (потенциальным коллектором) и породами, сложенными более тонкоразмерными частицами (соответственно, потенциальными покрывками)? Принципиальный ответ на этот вопрос получен достаточно давно. Он изложен как в уже упомянутой работе С. И. Романовского [170], так и еще более ранней сводке безусловного авторитета в деле изучения песчаников В. Н. Шванова [224]. Приведем две цитаты из этих работ, с нашей точки зрения, содержащие полный и исчерпывающий ответ на вопрос, поставленный выше. «... в интервале размеров от 0,08 – до 0,03 мм или в среднем 0,05 мм определенно устанавливается естественный предел, который и может быть принят в качестве границы между частицами, слагающими песчаные и алевритовые породы. Последние, как следует из сказанного выше, вообще мало распространены, редко образуют пространственно обособленные накопления, а частицы алевритовой размерности ассоциируют с глинистыми породами, что ставит в целом под сомнение необходимость и правомерность выделения алевритовых пород в качестве самостоятельного типа» [224, с. 14].

«... при интерпретации дефицита на нижнем рубеже песчаных частиц (0,05-0,063 мм) можно с определенной долей уверенности говорить о его связи с первичными кристаллофизическими особенностями вещества материнских пород ...» [170, с. 126].

Подытоживая, установим, что из трех возможных границ раздела пород на песок (песчаник) / алеврит (алевролит): 0,1, 0,063 и 0,05 мм – полностью отпадает первая, и из двух мало различающихся оставшихся выбирается первая (0,063), «включенная» в состав «естественной» шкалы Ф.

С параметром размерности теснейшим образом связана характеристика распределения частиц по тем или иным выделяемым фракциям, или *сортировка*, определяющая степень (не)однородности породы (осадка). Общий пример характеристики породы в виде различных типов кривых распределения фракций показан на рис. 3.1. Медианный размер частиц (M_d) определяет гранулометрический тип. Меру ее сортированности характеризует стандартное отклонение σ , наиболее просто вычисляемое методом Траска:

$\sigma = \sqrt{\frac{Q_1}{Q_3}}$. Для хорошо отсортированных песков $\sigma < 2,5$, в среднесортированных $\sigma = 2,5-4,5$ и плохо отсортированных $\sigma > 4,5$.

Однако коэффициент Траска может принципиально исказить подлинное соотношение фракций при их би- или полимодальном распределении. Принципиально на это было указано С. И. Романовским [170] и проиллюстрировано на рис. 3.2. Реальное значение σ имеет при одномодальном фракционном распределении частиц (кривая *а*). При их принадлежности двум фракциям разных популяций (кривая *б*) примерно то же значение σ уже является явно завышенным. Что же касается случая *в*, то является очевидным, что большое значение σ только дезориентирует пользователя информацией.

Рис. 3.1. Наиболее распространенные типы кривых распределения фракций, по Дж. Вишеру (Visher, 1969), с дополнениями:

- кривые: 1 – частотная, 2 – кумулятивная (наносится по арифметической шкале); 3 – лог-вероятностная (наносится по вероятностной шкале);

- отрезки лог-вероятностной кривой, соответствующие популяциям: *a* – волочения, *б* – сальтации, *в* – суспензии (взвеси);

квартили: $Q_1 = 25\%$, $Q_2 = 50\%$ (медиана), $Q_3 = 75\%$

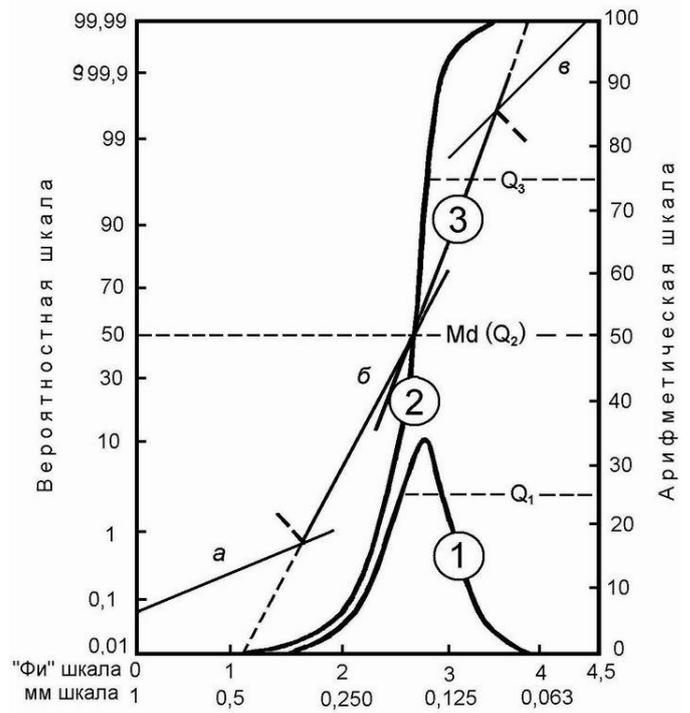
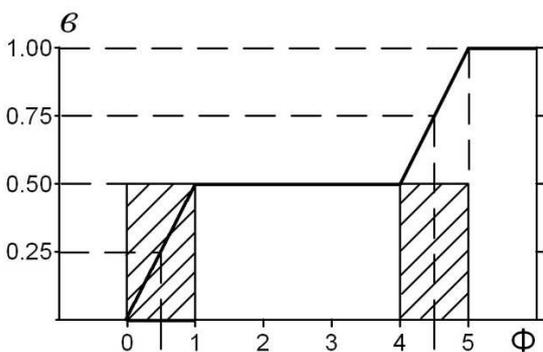
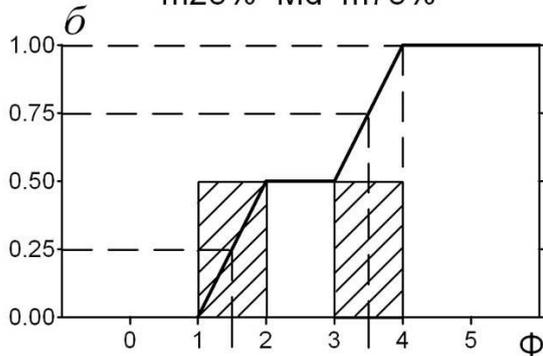
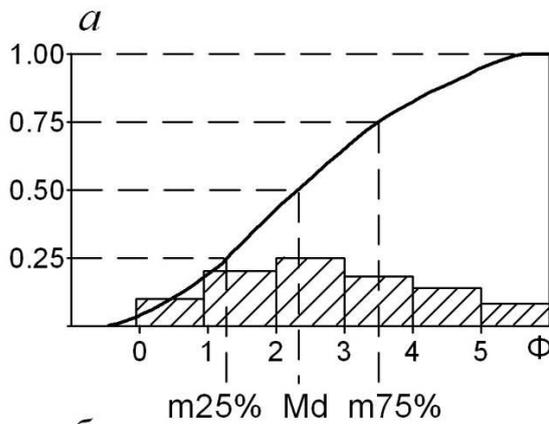


Рис. 3.2. Различное распределение частиц по фракциям, приводящее к неверной оценке сортировки осадка с помощью коэффициента Траска:

а – одномодальное распределение плохо сортированного песчаника ($\sigma = 3$);

б – наличие в породе двух близких по размеру фракций разных популяций. При их идеальной сортировке по отдельности значение σ примерно соответствует случаю «*а*» ($\sigma \sim 3$);

в – то же, что и в случае «*б*», но с явно не оправданным завышением коэффициента Траска ($\sigma \sim 15$)

Значительно более точен метод моментов, где средний диаметр частиц определяется по формуле $x_\varphi = \sum_{i=1}^n f_i m_i \varphi$,

где n – число гранулометрических классов;

f_i – содержание фракции данного класса;

$m_i \varphi$ – середина класса в единицах φ .

Стандартное отклонение при этом определяется:

$$\sigma = \sqrt{\sum_{i=1}^n f_i (m_i \varphi - \bar{x}_\varphi)^2}.$$

В завершение еще раз укажем на связь распределения размерности частиц с разными способами их перемещения (см. рис. 3.1; именно этими различиями обусловлены разные популяции, модельно изображенные на рис. 3.2, б и в). На рис. 3.3 приведены конкретные характеристики песчаников верхней части викуловской свиты. Для некоторой «объективизации» использованы сведения только по одной скважине 93123/931, с узким интервалом отбора показанных образцов (1550-1605 м; далее их положение будет показано на колонке). Помимо типичных песчаников и их переслаивания с алевролитами, показана также карбонатизация и включения интракластов.

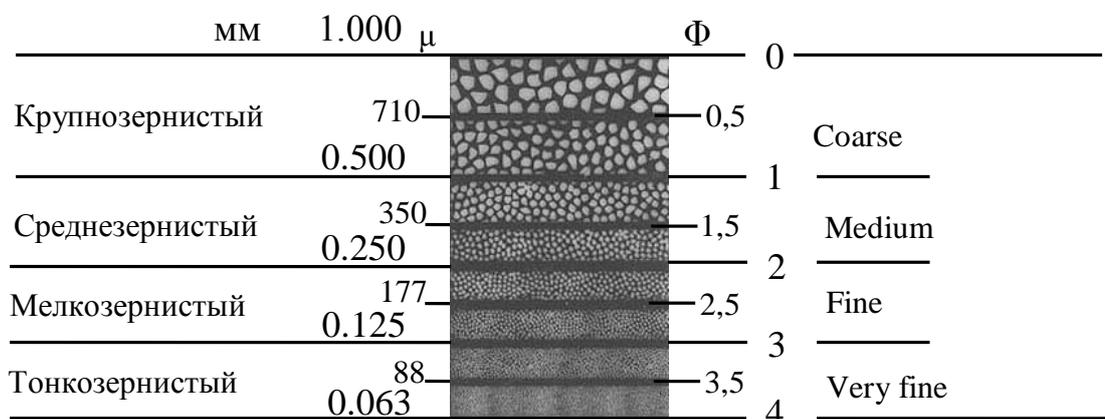


Рис. 3.3. Гранулометрический состав отложений викуловской свиты на примере образцов из скв. 93123/931:

вверху – палетка для визуального определения размерности частиц в шкале

$\Phi = -\log_2 (x/x_0)$, где $x_0 = 1$ мм;

1 – песчаник мелко-среднезернистый среднесортированный ($\Phi \approx 2$);

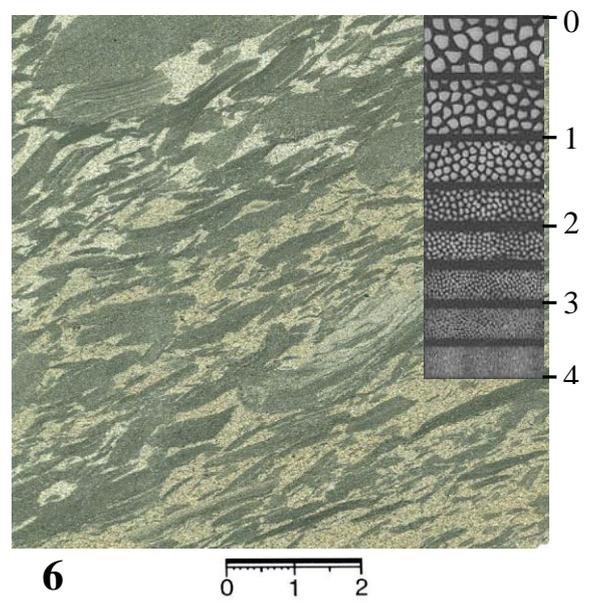
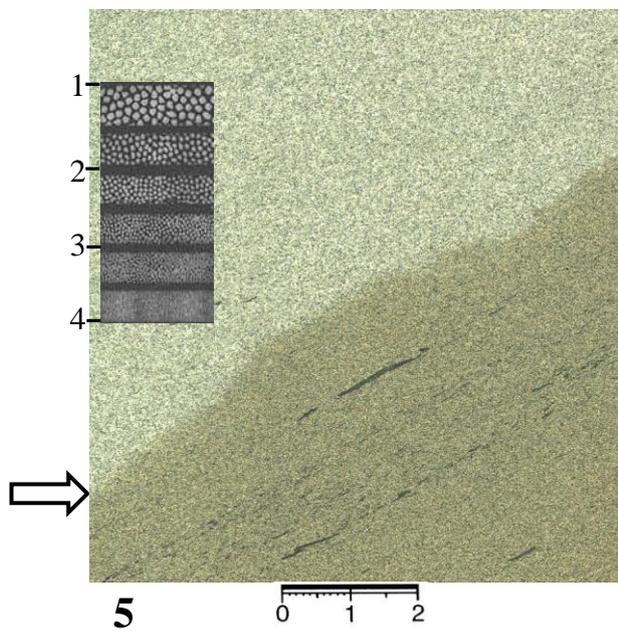
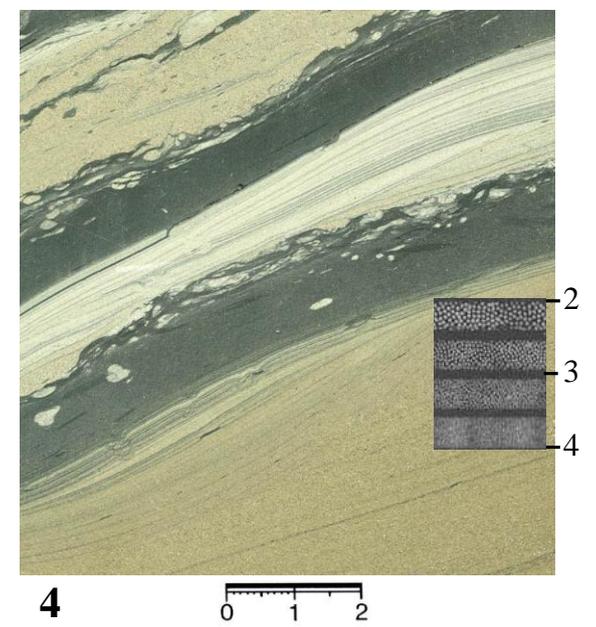
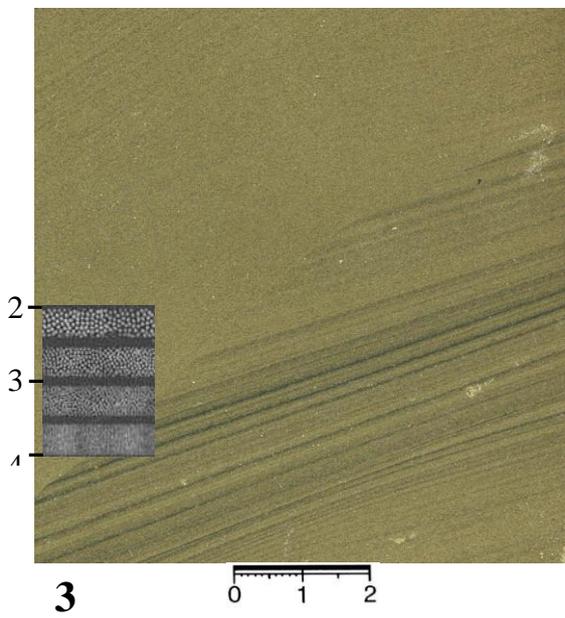
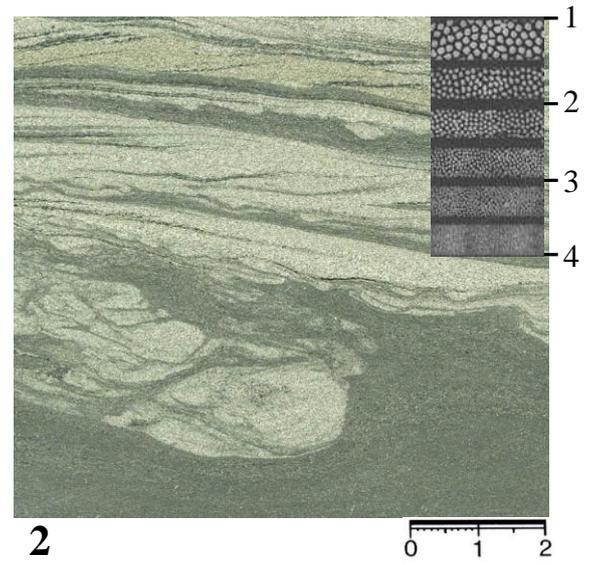
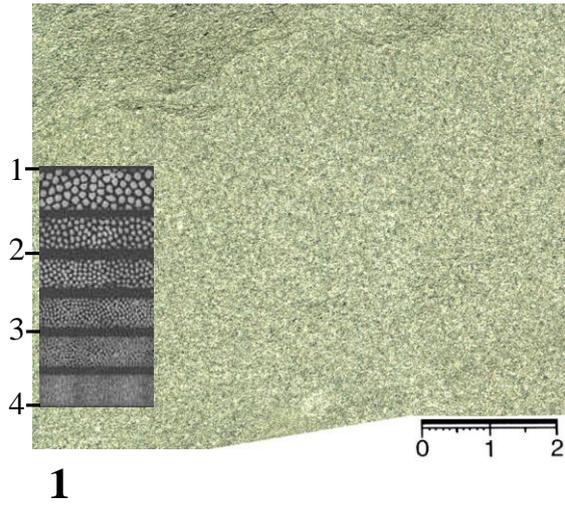
2 – вверху песчаник тонко(мелко)зернистый средне(хорошо)сортированный ($\Phi \approx 3$); внизу – мелкозернистый алевролит ($\Phi \approx 6-7$);

3 – песчаник тонкозернистый хорошо сортированный, вверху $\Phi \approx 3,5$, внизу $\Phi = 4$ (грань с алевролитом);

4 – сочетание (переслаивание) трех типов: а – песчаник тонкозернистый хорошо сортированный ($\Phi \approx 3,5$); б – алевролит мелкозернистый ($\Phi \approx 6-7$); с – алевролит крупнозернистый ($\Phi \approx 4,5$);

5 – вверху песчаник мелко-среднезернистый ($\Phi \approx 2$) карбонатный, ниже стрелки – песчаник мелкозернистый среднесортированный ($\Phi \approx 2,5$);

6 – «пудинговый» песчаник: в матриксе преимущественно мелкозернистой размерности ($\Phi \approx 2,5$) достаточно хорошей сортированности, значительное количество (~25 %) равномерно распределенных уплощенных остроугольных литокластов алевролитов сильно варьирующей размерности (от долей миллиметра до $2-5 \times 10-20$ мм и более)



Гранулометрический состав алевропесчаных пород верхней части викуловской свиты, по данным лаборатории литологии и петрографии УНИР ООО «КогалымНИПИнефть» (зав. лаб. Бружес Л. Н.), приведен на рис. 3.4. Как видно, они относятся к довольно узкому диапазону собственно алевролитов (поле 2), песчаных алевролитов (поле 9) и алевроитовых песчаников (поле 8).

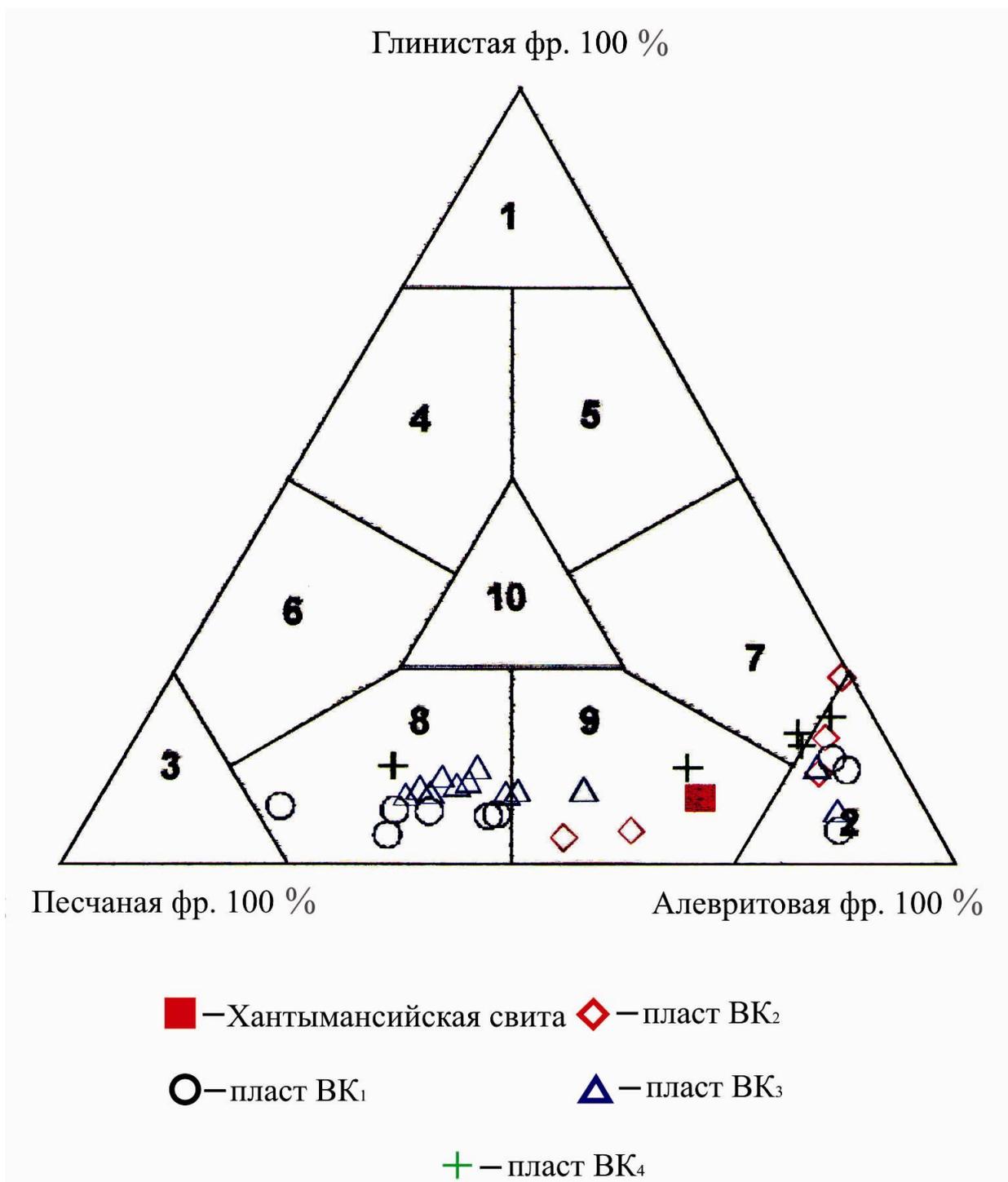


Рис. 3.4. Характеристика гранулометрического состава пород по скважине 93123/931 Красноленинского месторождения

Наиболее характерные сведения по гранулометрическому составу, определенному путем подсчета размера зерен в шлифах, приведены на рис. 3.5. Их анализ сводится к следующему:

а – бимодальное сочетание алевритовой и песчаной составляющих, причем каждая из них, в свою очередь, представлена тоже двумя составляющими более низкого «ранга»: основные границы между ними подчеркнуты четкими дефицитами в содержании соответствующих фракций;

б – преимущественно тонкозернистый песчаник с примесью двух фракций алевритового материала (крупного и контрастно мелкого) и равномерно распределенных фракций мелкозернистого псаммитового материала;

в – мелкозернистый песчаник с двумя популяциями, отчетливо выделяющимися на гистограмме и разделенными дефицитом фракций в диапазоне 0,125-0,15 мм. Напрашивается соответствие точке перегиба на диаграмме Дж. Вишера (см. рис. 3.1), определяющей два типа сальтации;

г – мелкозернистый песчаник с распределением фракций, близким к одномодальному, и соответственно лучшей сортировкой из всех типов, показанных на рис. 3.5.

Минерально-петрографический состав обломочной части алевропесчаных пород, по сведениям той же лаборатории и петрографии УНИР ООО «КогалымНИПИнефть» (зав. лаб. Бружес Л. Н.), приведен на рис. 3.6. Как видно, почти все определения относятся к аркозовой группе (подгруппа – граувакковые аркозы), и только одно определение по песчаникам коллектора ВК₄ соответствует кварцево-полевошпатовым грауваккам.

Фотографии шлифов, характеризующих песчаники викуловской свиты, приведены на рис. 3.7.

3.2. Тонкоразмерные породы (алевролиты, аргиллиты) и их вещественная характеристика

Данным породам, в силу ряда причин, зачастую уделяется существенно малое внимание. Приведем иллюстрирующую это цитату: «Алевритовые породы являются продуктами свала, «хвостами», получаемыми в ходе осадочной дифференциации обломочного материала в разных физико-географических средах, и как таковое представляет наименьший интерес для исследования» [184, с. 45].

Не вдаваясь в обсуждение этого, весьма спорного, но имеющего место тезиса, определим, что к *алевролитам* относятся породы, содержащие более 50 % частиц следующего размера:

- в «десятичной» шкале – 0,1-0,01 мм;
- в уточненной десятичной шкале [184] – 0,05-0,005 мм;
- в шкале Ф – 0,0623 (1/16) – 0,0039 (1/256) мм или 5-8Ф.

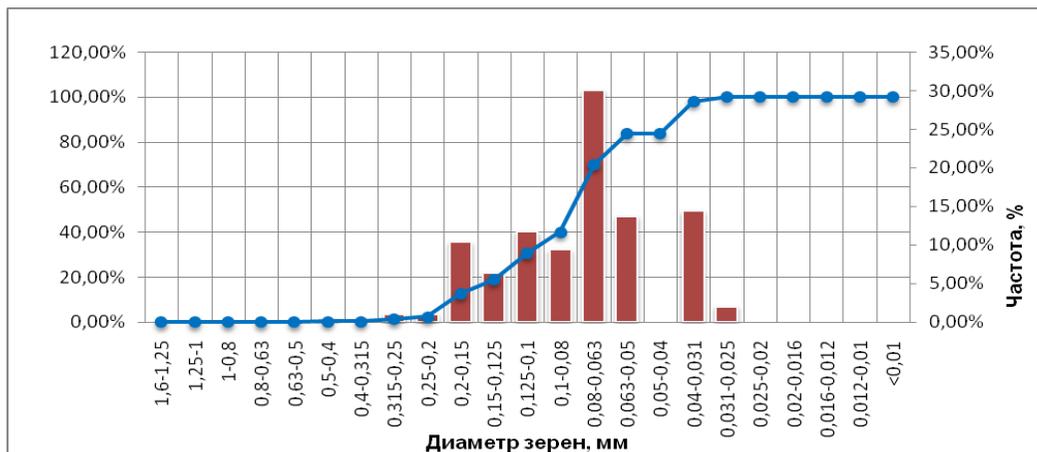
Размер фракции в мм	1-0,8	0,67 %
	0,8-0,63	0,33 %
	0,63-0,5	0,00 %
	0,5-0,4	0,33 %
	0,4-0,315	0,67 %
	0,315-0,25	1,33 %
	0,25-0,2	4,33 %
	0,2-0,15	8,33 %
	0,15-0,125	2,67 %
	0,125-0,1	20,33 %
	0,1-0,08	7,67 %
	0,08-0,063	13,67 %
	0,063-0,05	23,33 %
	0,05-0,04	10,67 %
	0,04-0,031	0,00 %
	0,031-0,025	4,00 %
0,025-0,02	1,67 %	
Диаметр средний	0,083	
Коэффициент сортировки	2,637	
Коэффициент асимметрии	-0,651	
Эксцесс	1,175	
Песчаная фракция	0,603	
Алевритовая фракция	0,397	
Глинистая фракция	0,000	
Диаметр медианный	0,071	
Мода	0,071	
Максимальный размер	0,955	
Минимальный размер	0,020	

а



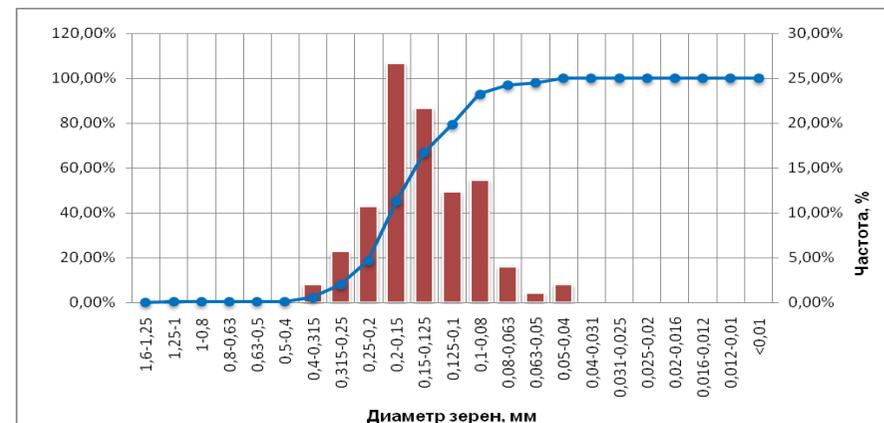
б

Размер фракции в мм	0,25-0,2	1,00 %
	0,2-0,15	10,33 %
	0,15-0,125	6,33 %
	0,125-0,1	11,67 %
	0,1-0,08	9,33 %
	0,08-0,063	30,00 %
	0,063-0,05	13,67 %
	0,05-0,04	0,00 %
	0,04-0,031	14,33 %
	0,031-0,025	2,00 %
Диаметр средний	0,078	
Коэффициент сортировки	2,275	
Коэффициент асимметрии	-0,219	
Эксцесс	-0,260	
Песчаная фракция	0,700	
Алевритовая фракция	0,300	
Глинистая фракция	0,000	
Диаметр медианный	0,076	
Мода	0,064	
Максимальный размер	0,432	
Минимальный размер	0,025	

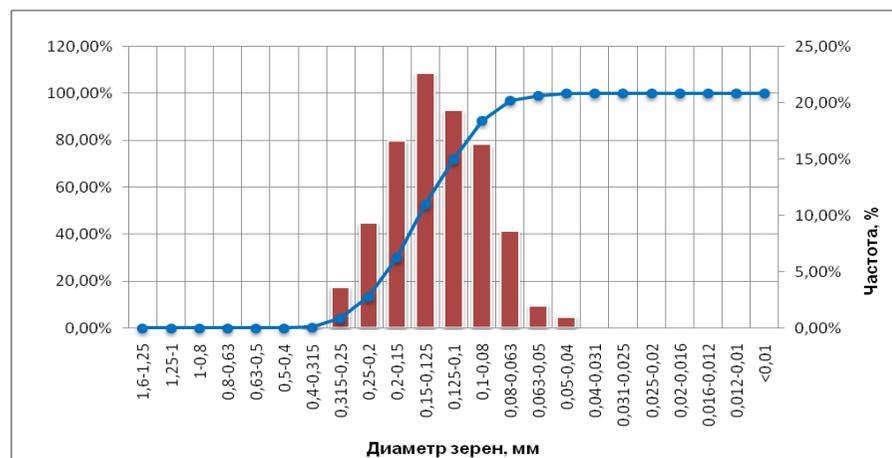


Размер фракции в мм	0,4-0,315	2,00 %
	0,315-0,25	5,67 %
	0,25-0,2	10,67 %
	0,2-0,15	26,67 %
	0,15-0,125	21,67 %
	0,125-0,1	12,33 %
	0,1-0,08	13,67 %
	0,08-0,063	4,00 %
	0,063-0,05	1,00 %
0,05-0,04	2,00 %	
Диаметр средний	0,145	
Коэффициент сортировки	1,864	
Коэффициент асимметрии	0,024	
Экссес	1,478	
Песчаная фракция	0,970	
Алевритовая фракция	0,030	
Глинистая фракция	0,000	
Диаметр медианный	0,149	
Мода	0,128	
Максимальный размер	1,077	
Минимальный размер	0,043	

в

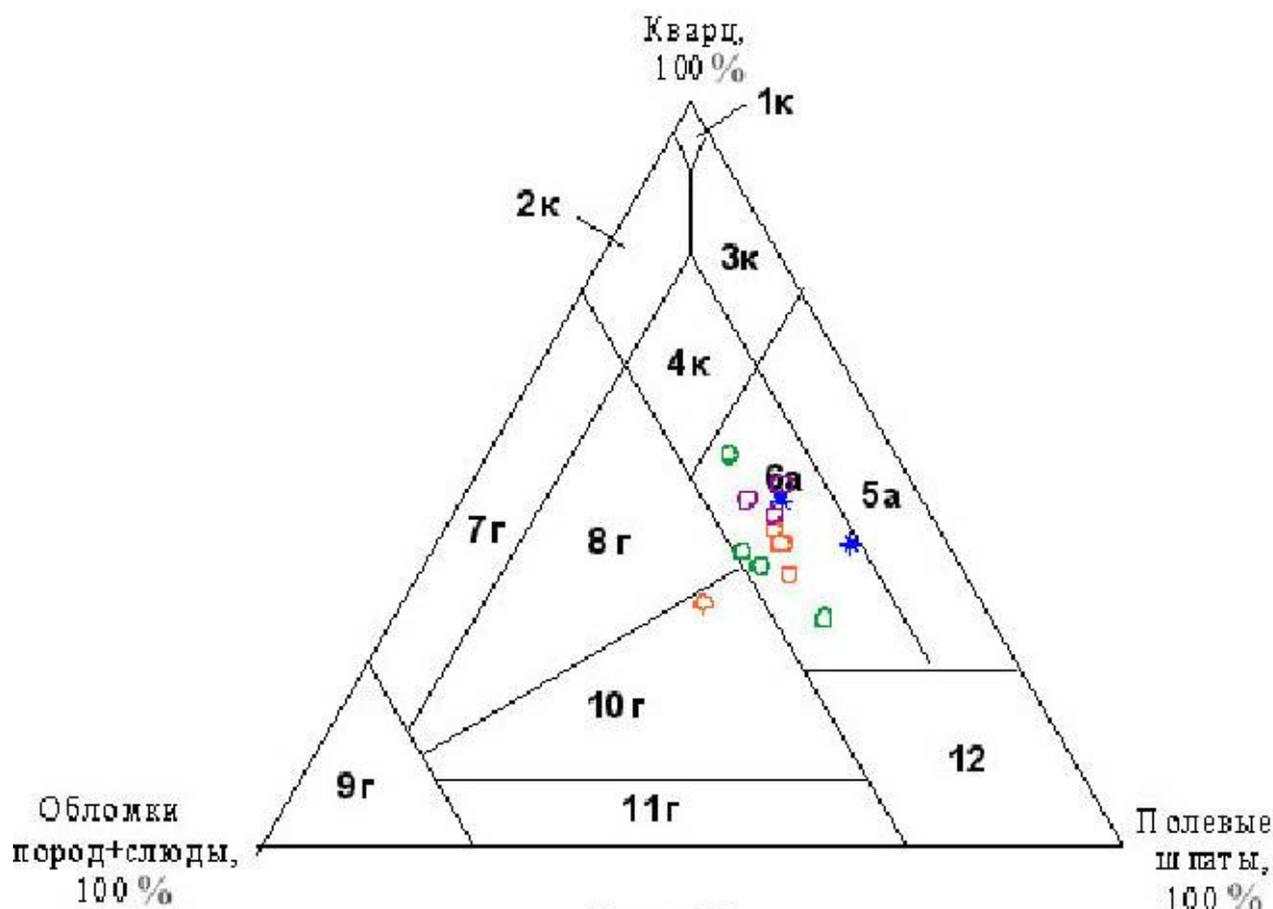


г



Размер фракции в мм	0,4-0,315	0,33 %
	0,315-0,25	3,67 %
	0,25-0,2	9,33 %
	0,2-0,15	16,67 %
	0,15-0,125	22,67 %
	0,125-0,1	19,33 %
	0,1-0,08	16,33 %
	0,08-0,063	8,67 %
	0,063-0,05	2,00 %
0,05-0,04	1,00 %	
Диаметр средний	0,128	
Коэффициент сортировки	1,712	
Коэффициент асимметрии	0,072	
Экссес	-0,358	
Песчаная фракция	0,990	
Алевритовая фракция	0,010	
Глинистая фракция	0,000	
Диаметр медианный	0,128	
Мода	0,128	
Максимальный размер	0,341	
Минимальный размер	0,043	

Рис. 3.5. Гранулометрический состав отложений викуловской свиты по шлифам, взятым из керна скв. 93123/931, с глубин: а – 1550,1 м; б – 1548,5 м; в – 1597,2 м; г – 1605,6 м



Пласт ВК₁

★ Алевриты м-к/с, песчаные - коллекторы 4 класса

Пласт ВК₂

□- Песчаники м/с, алевритовые, слабо пелитистые, карбонатные (единично), глинистые (единично) - коллекторы 4 и 5 классов и неколлекторы

Пласт ВК₃

○- Песчаники м/с, алевритовые, слабо пелитистые - коллекторы 4 класса

Пласт ВК₄

□- Песчаники м/с, алевритовые, слабо пелитистые, карбонатные (единично), глинистые (единично) - коллекторы 4 класса и неколлекторы

Классификационная диаграмма Шутова В.Д.

Кварцевая группа: 1к – мономиктовые кварцевые; 2к – кремнекласито-кварцевые;

3к – полевошпато-кварцевые; 4к – мезомиктовые кварцевые.

Аркозовая группа: 5а – собственно аркозы; 6а – граувакковые аркозы.

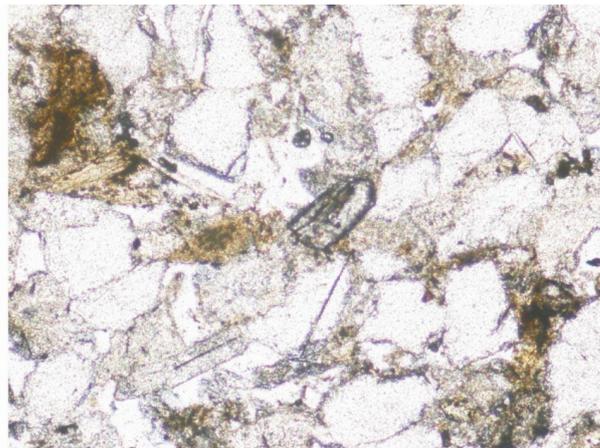
Граувакковая группа: 7г – кварцевые граувакки; 8г – полевошпато-кварцевые граувакки;

9г – собственно граувакки; 10г – кварцево-полевошпатовые;

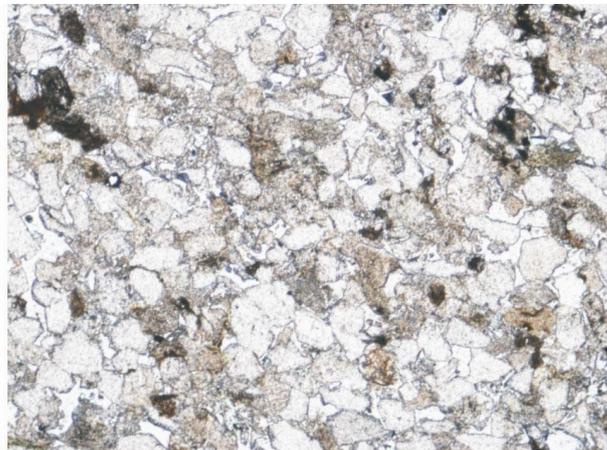
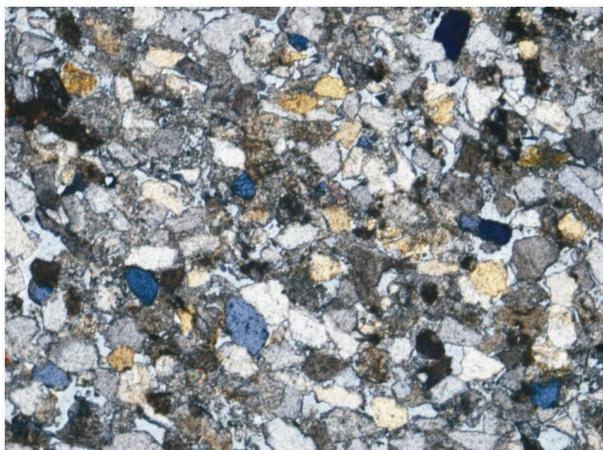
11г – полевошпатовые граувакки

12 – поле не собственно терригенного происхождения (кристаллотуфовые накопления)

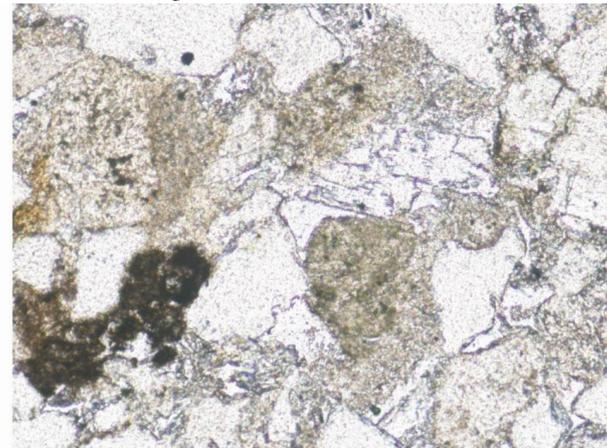
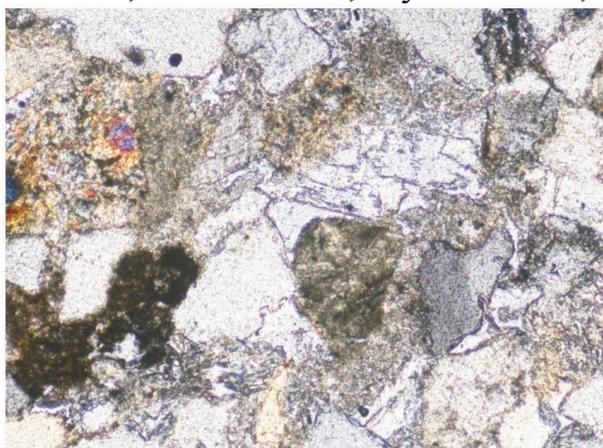
Рис. 3.6. Минералого-петрографический состав обломочной части алеврито-песчаных пород



Песчаник мелко-тонкозернистый с включением зерен циркона. Увеличение 59. Скв. 93123, глубина 1584,31 м. Пласт ВК₃



Песчаник мелкозернистый. Отчетливая ориентировка зерен. Увеличение 28,5. Скв. 93123, глубина 1597,15 м. Пласт ВК₃



Песчаник мелкозернистый. На фото растворенный полевой шпат. Увеличение 59. Скв. 93123, глубина 1610,12 м. Пласт ВК₄

Рис. 3.7. Песчаники викуловской свиты. Николи + и ||

Не принимая во внимание первую, сугубо «механистическую» шкалу, отметим, что во второй алевритовые разности обычно подразделяют на крупнозернистые (0,05-0,25), среднезернистые (0,025-0,01) и мелкозернистые (0,01-0,005 мм) алевролиты. Вновь, как и для песчаников, отметим неравносность в соотношении этих интервалов (2 : 2,5 : 2).

В целом классификационные границы 0,0625/0,05 и 0,0039/0,005 весьма близки между собой и визуально это различие почти не улавливается, особенно на нижнем пороге. Последний имеет седиментационную природу, фиксируя некоторый конечный продукт механической дифференциации. За ним следует существенное изменение основных физико-химических характеристик, что прежде всего связано с преобладанием собственно пелитовых (глинистых) частиц.

На рис. 3.8 приведена классификация тонкоразмерных пород, в соответствии с используемой нами шкалой Ф.

Линейный размер частиц S, мм			Шкала "фи" -log ₂ S	Породы	Способ переноса частиц	Соотношение фракций		
						Одномодальное 50 %	Полимодальное 50 %	
0,05	1/16	0,0625	4 · φ	Пески (песчаники)	Сальтация			
	1/32	0,0312	5 · φ					
0,01	1/64	0,0156	6 · φ	Алевриты (алевролиты)	Во взвешенном состоянии		0,01 мм	
	1/128	0,0078	7 · φ					Крупнозернистые
0,005	1/256	0,0039	8 · φ					Среднезернистые
								Мелкозернистые
				Тонкозернистые				
				Глины (аргиллиты)	Осаждение частиц коагуляцией			

Рис. 3.8. Классификация тонкоразмерных терригенных пород: 1 - алевролиты (мелко- и крупнозернистые); 2 – алевроаргиллиты

Сделаем несколько пояснений к приведенным сведениям.

- В принципе следовало бы говорить о крупно-, мелко- и т. п. **алевроитовых** типах пород, поскольку термин «зернистость» должен относиться только к песчаникам. Однако для упрощения мы используем глубокоукоренившиеся определения.

- На практике при визуальном описании почти невозможно выделить не только четыре типа алевролитов, что показаны на рис. 3.8, но и те три, о которых речь шла выше (крупно-, средне- и мелко). Поэтому обычно устанавливаются крупнозернистый (5Ф) и мелкозернистый, объединяющий три более тонкоразмерных (6-8Ф).

- Весьма часто породы представлены не одной какой-то преобладающей фракцией (одномодальное распределение на рис. 3.5), а различными

фракциями в разных пропорциях (полимодальное распределение). Наиболее характерно сочетание мелко-, средне- и крупнозернистых фракций (перенос крупной взвеси), а также тонко(мелко)алевритовой и глинистой фракций (сочетание переноса мелкой взвеси с коагуляцией частиц). В последнем варианте, при использовании десятичной шкалы, эти породы обычно относят к аргиллитам (при размерности частиц менее 0,01 мм); в том числе это принято и в практике нефтепоисковых и нефтеразведочных работ и в Западной Сибири. Однако правильнее называть такие породы алевроаргиллитами.

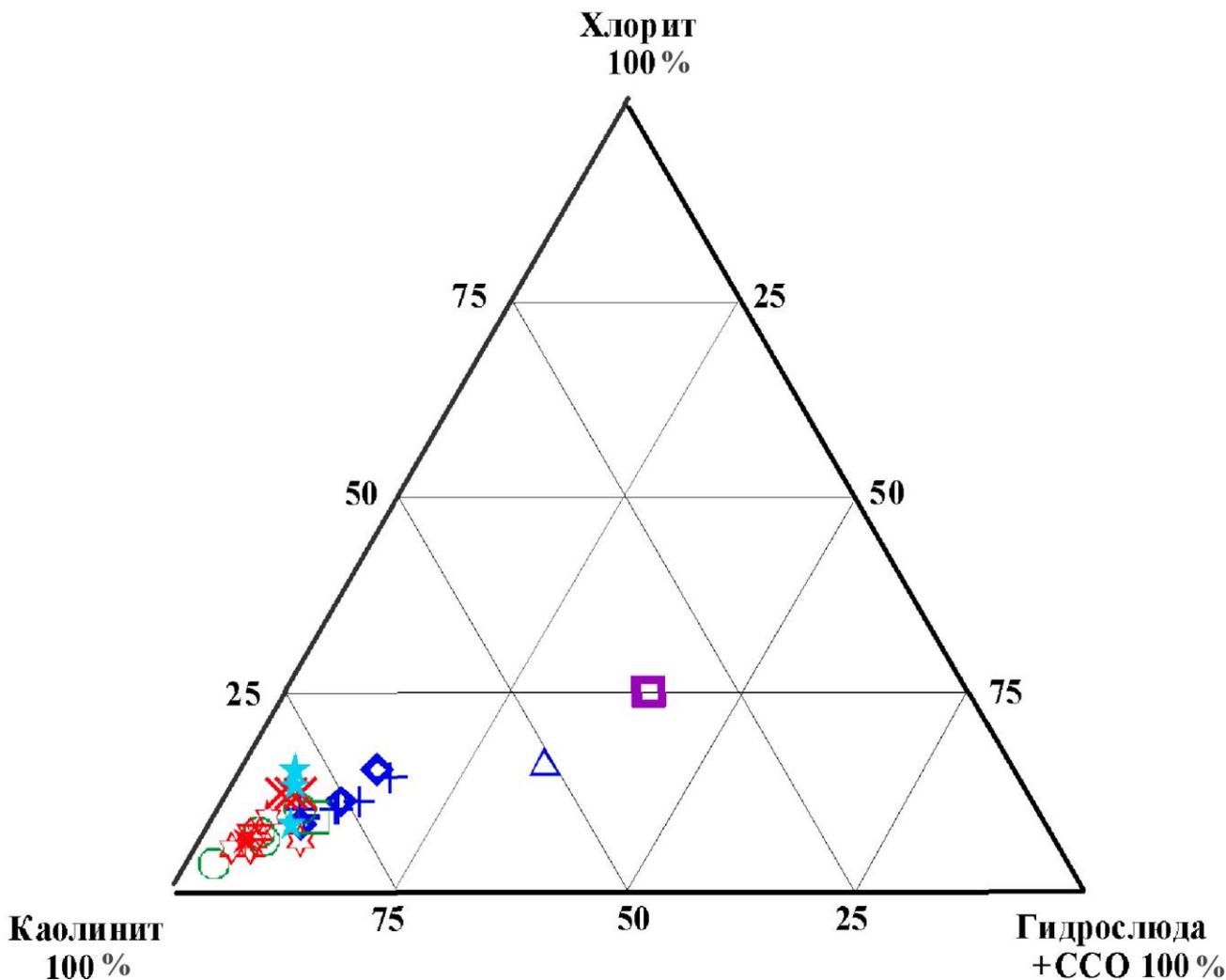
- Собственно аргиллиты (< 0,004 мм) имеют, как правило, раковистый или оскольчатый излом, при притирании которого пальцем поверхность становится шелковистой. В отличие от аргиллитов поверхность излома алевроаргиллитов при притирании пальцем остается шероховатой.

На рис. 3.9 показан состав глинистой фракции по породам викуловской свиты (данные лаборатории минералогии и геохимии УНИР ООО «Кога-лымНИПИнефть», геолог Л. С. Михеева). Видно, что глинистая составляющая в цементе алевропесчаников почти нацело представлена каолинитом. В составе алевроаргиллитов хантымансийской свиты соотношение глинистых минералов иное: гидрослюда – 36 %, хлорит – 25 %, каолинит – 35 % и смешанослойные образования – 4 %.

3.3. Текстульная характеристика пород

Текстура или строение породы – важнейший ее признак, отнесенный А. В. Македоновым, наравне с составом, к конститутивным (см. выше). Почти полвека назад выдающийся отечественный исследователь **слоистости** осадочных толщ Л. Н. Ботвинкина предложила рассматривать текстурный анализ как самостоятельный метод исследования [50]. В частности, ею было отмечено, что «кроме использования особенностей седиментационных текстур при фациальном анализе и палеогеографических построениях намечается совершенно новое направление их изучения для определения влияния их на физико-механические свойства пород», поскольку «свойства косослоистых отложений будут отличаться от свойств отложений горизонтальнослоистых; в горизонтальнослоистых породах некоторые их показатели будут различны в зависимости от типа слойков и т. д.».

Вплоть до настоящего времени остаются актуальными монография Л. Н. Ботвинкиной 1962 г., изданная по материалам докторской диссертации [48], а также пользующееся более широкой известностью сокращенное (адаптированное) издание этой работы 1965 г. [49]. Чтобы показать причину такого нечастого явления, на рис. 3.10 изображены две интерпретации в видоизменении типов слоистости, берущие свое начало в работах Е. Мак-Ки по Колорадской дельте (Mc Kee, 1938, 1939). Достаточно очевидно, что трактовка Л. Н. Ботвинкиной (на рис. 3.10 слева) выглядит более наглядной и информативной, чем та, что расположена справа и выполнена примерно в то же время.



- - Ангилит алевритовый (хантымансийск ая св ига)
- + - Алевролиты м-кр³, песчаные - песчаные, участками слоистые, с признаками нефтенасыщения
- ◆ - Алевролиты кр-м³, слабо песчаные - песчаные, участками слабо пелитистые - пелитистые, слоистые, с признаками нефтенасыщения
- △ - Алевролиты кр-м³, участками пелитистые - пелитовые, карбонатные, слоистые
 Пласт ВК₂
- - Песчаники м³, алевритовые, слабо пелитистые, единично слоистые, с признаками нефтенасыщения
- - Песчаники м³, алевритовые, слабо пелитистые, карбонатные
 Пласт ВК₃
- ☆ - Песчаники м³, алевритовые, слабо пелитистые, участками слоистые, с признаками нефтенасыщения
- × - Песчаники м³, алевритистые - алевритовые, участками слабо пелитистые, слоистые, слабо карбонатистые
- ✱ - Алевролиты м-кр³, песчаные, слабо пелитистые, слоистые, с признаками нефтенасыщения
- ▲ - Алевролиты кр-м³, пелитистые, слоистые
 Пласт ВК₄
- - Песчаники м³, алевритистые - алевритовые, участками слабо пелитистые, карбонатистые - карбонатные, участками слоистые

Рис. 3.9. Распределение глинистых минералов в цементе пород по скважине 93123/931 Красноленинского месторождения по данным рентгеноструктурного анализа

В зависимости от обстановки, в которой накапливались осадки, по-разному «работают» факторы, формирующие слоистость. В общем виде для терригенных толщ они показаны на рис. 3.11, где схематично изображены и основные типы образующейся слоистости. Классификацию типов слоистости, по Л. Н. Ботвинкиной [48, 49], мы посчитали возможным показать на примере детально разработанных ею обозначений (рис. 3.12).

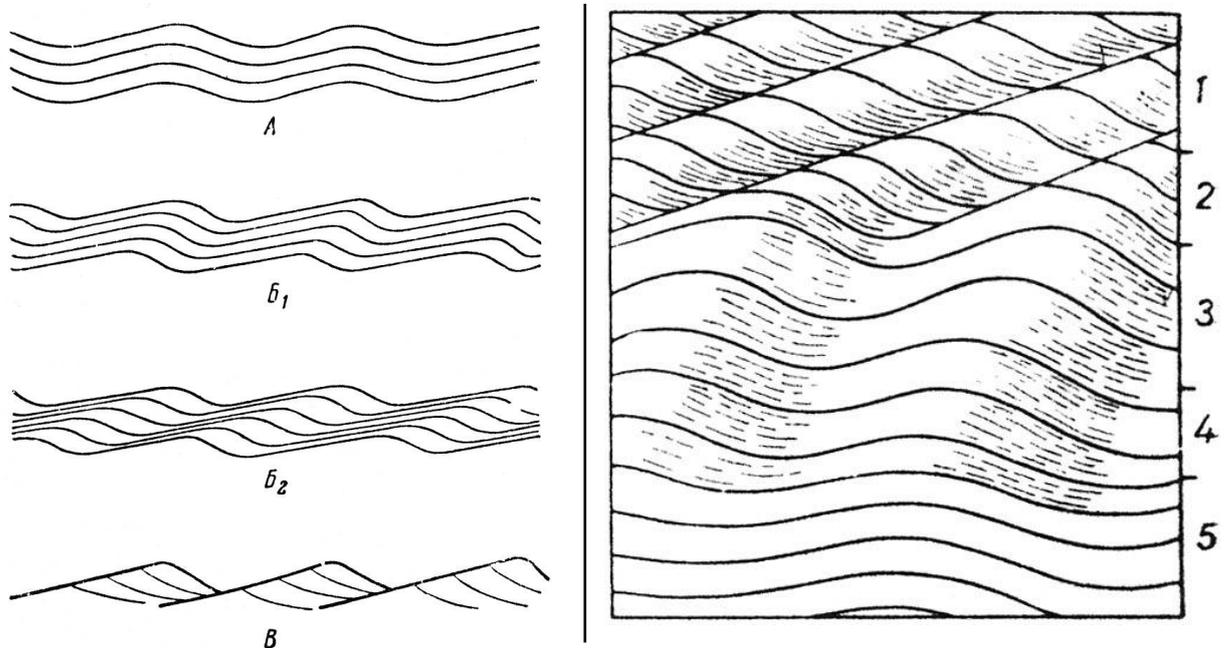


Рис. 3.10. Направленное изменение типов слоистости в интерпретации разных авторов:

Постепенное видоизменение ряби течения и переход слоистости одной разновидности в другую в результате последовательного изменения соотношения мощности слоев крутого и пологого склонов. По Л. Н. Ботвинкиной [49, с. 84]:

A - слои параллельны, мощность их не изменяется (смещения гребней нет); *B* - мощность слоев на крутом склоне больше, чем на пологом; гребни смещаются (*B*₁ - слабое смещение, *B*₂ - сильное смещение); *B* - материал накапливается только на крутом склоне. Пологий склон как бы срезается в процессе перемещения валиков, *A* и *B* - волнистая слоистость; *B* - косоволнистая слоистость

Различные типы слоистости восходящей ряби.

Слои синфазной ряби типа 1 постепенно переходят в слои смещенной ряби типа 2. Присутствуют все переходные формы. Характер изменения определяется главным образом степенью сохранности склона, обращенного против течения. По Джоуплингу и Уолкеру [Jopling, Walker, 1968], с изменениями авторов (из работы Г. - Э. Рейнека и И. Б. Сингха [165, с. 95]:

1 - 2-й тип ряби (смещенные слои); 2 - переходная зона; 3 - 1-й тип ряби (смещенные слои); 4 - переходная зона; 5 - синфазные слои

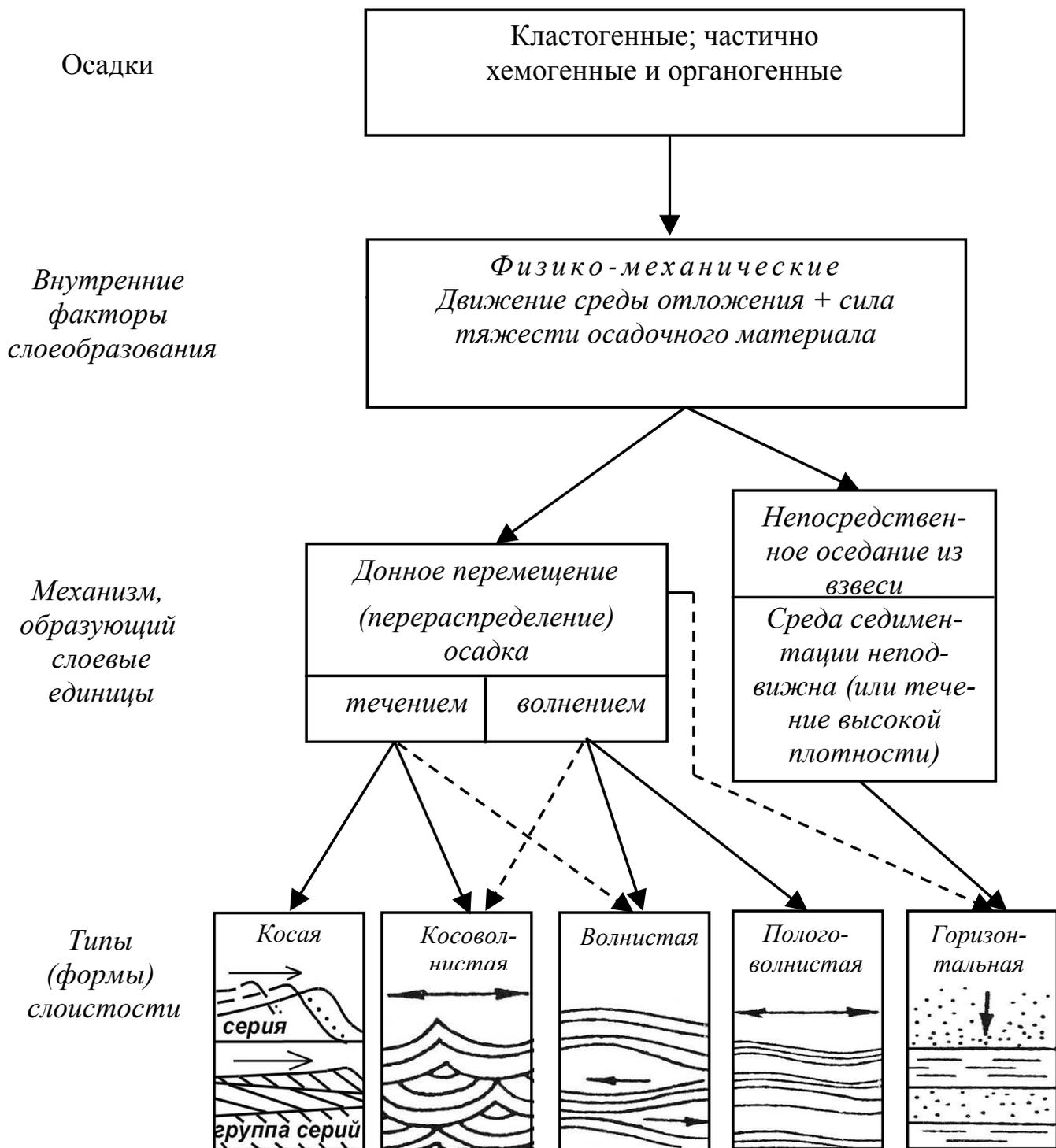


Рис. 3.11. Зависимость типа (формы) слоистости от факторов и механизма слоеобразования: по Л.Н. Ботвинкиной [48, с. 71; 49, с. 21], с изменениями

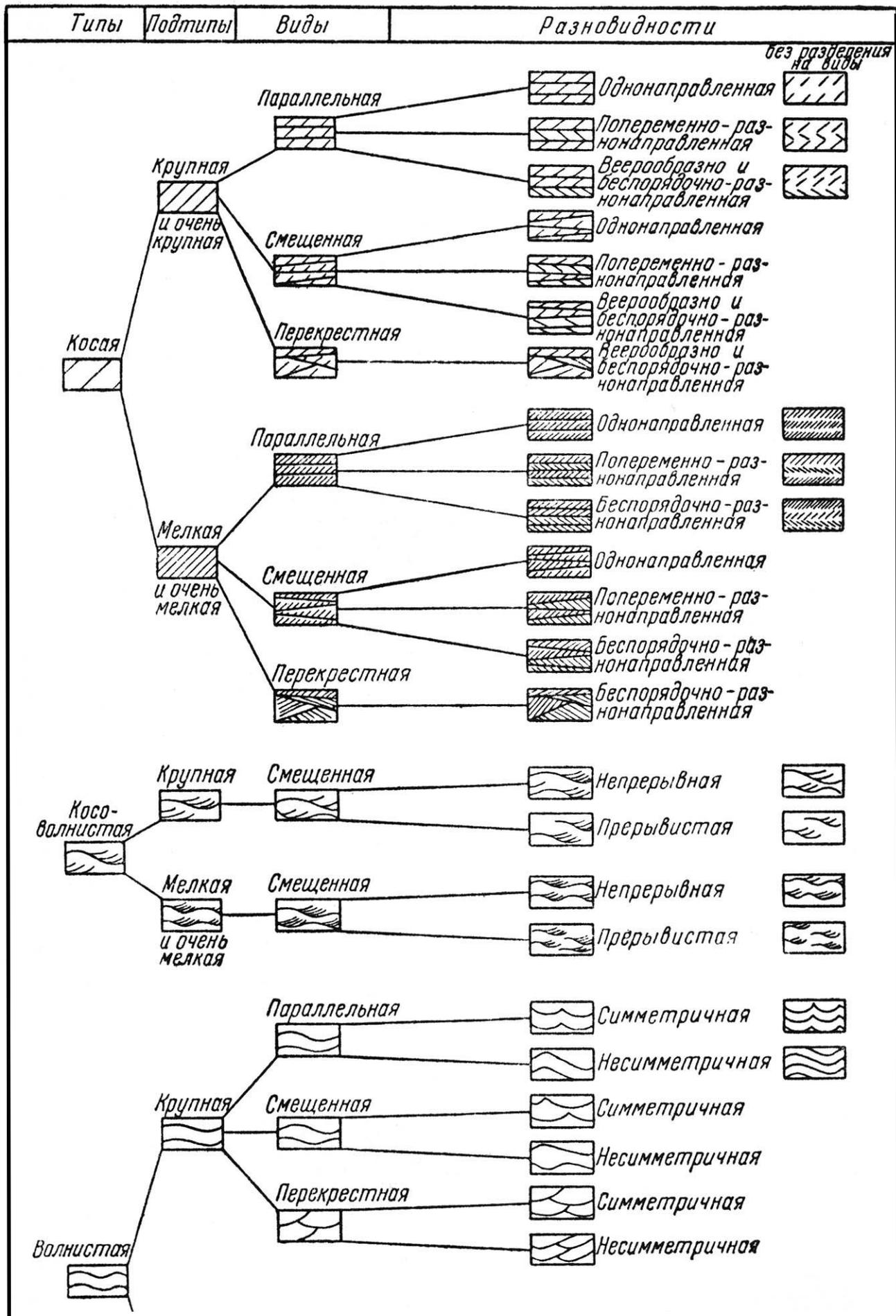
Ведущие типы слоистости можно рассмотреть на изображениях образцов, представленных на рис. 3.3. Так, на обр. 1, в целом имеющем массивную текстуру, в левом верхнем углу видны расплывчатые знаки волнистой ряби (прерывистая косоволнистая слоистость). Обр. 2 характеризуется сочетанием трех типов волнистой слоистости, с преобладанием косо- и пологоволнистой: это вообще присуще бимодальным породам (см. выше). Это же еще более четко проявлено для обр. 4. Здесь в тонкозернистом песчанике слоя a_1 наличествует очень тонкая косоволнистая слоистость, в слое a_2 почти не проявленная. В крупнозернистом алевролите слоя c она существенно выполаживается, представляя переход от волнистой к пологоволнистой (см. рис. 3.10). Слои алевроаргиллита b визуальны неслоисты. Для обр. 3 в нижней части видна очень четкая тонкая косоволнистая слоистость, в средней части наискось срезанная крутым (30°) серийным швом. В обр. 5 (нижняя часть) наблюдается достаточно отчетливая прерывистая косая слоистость с субпараллельными слойками. Наконец, в обр. 6 намечается слоеватость (нечетко выраженная слоистость) по ориентировке длинных осей уплощенных обломков алевроитового состава.

Особо остановимся именно на *косой* слоистости, отмеченной для обр. 5 на рис. 3.3. В принципе, уже исходя из самого *механизма* формирования данного типа (см. рис. 3.11), в песчаниках практически не может быть горизонтальной слоистости – об этом мы писали многократно [3, 5] – либо ее наличие нужно убедительно доказать. Проиллюстрируем изложенное конкретным примером (рис. 3.13).

Дополним приведенные сведения информацией по **знакам ряби**, образующимся в результате воздействия течения или волн на поверхность ранее накопившихся осадков (рис. 3.14). Наиболее широко для характеристики их формы используется индекс ряби $RI = S/H$ (англ. ripple index) и индекс асимметрии ряби $RSI = S_a/S_b$ (англ. ripple symmetry index). Значения этих параметров перекрываются, но в целом для мелкой ряби течения RI преимущественно составляет 8 – 15, $RSI > 2,5$, а для ряби волнения $RI \approx 6 - 8$ и $RSI \approx 1 - 3$. Значения $RI > 15$ и $RSI > 3,8$ характеризуют только рябь течения, а $RI < 4$ и $RSI < 2,5$ – рябь волнения.

На рис. 3.15 показаны некоторые примеры знаков ряби по образцам из изученных отложений. Естественно, что ими далеко не исчерпывается многообразие наблюдаемых текстур, но общее впечатление они несомненно представляют.

В изученных отложениях часто встречаются **нарушения** первичных текстур, связанные с их различными перемещениями как при седиментогенезе, так и в самые разные стадии диагенеза. Естественно, что они более характерны для относительно тонкозернистых пород (алевролиты, аргиллиты), которые при постепенной потере объема из-за обезвоживания представляют собой пластичную массу, способную «реагировать» даже на слабые внешние воздействия. Не останавливаясь на более детальном рассмотрении данного вопроса, покажем некоторые деформации первичных структур на достаточно нетипичном примере образца **песчаника** (рис. 3.16).



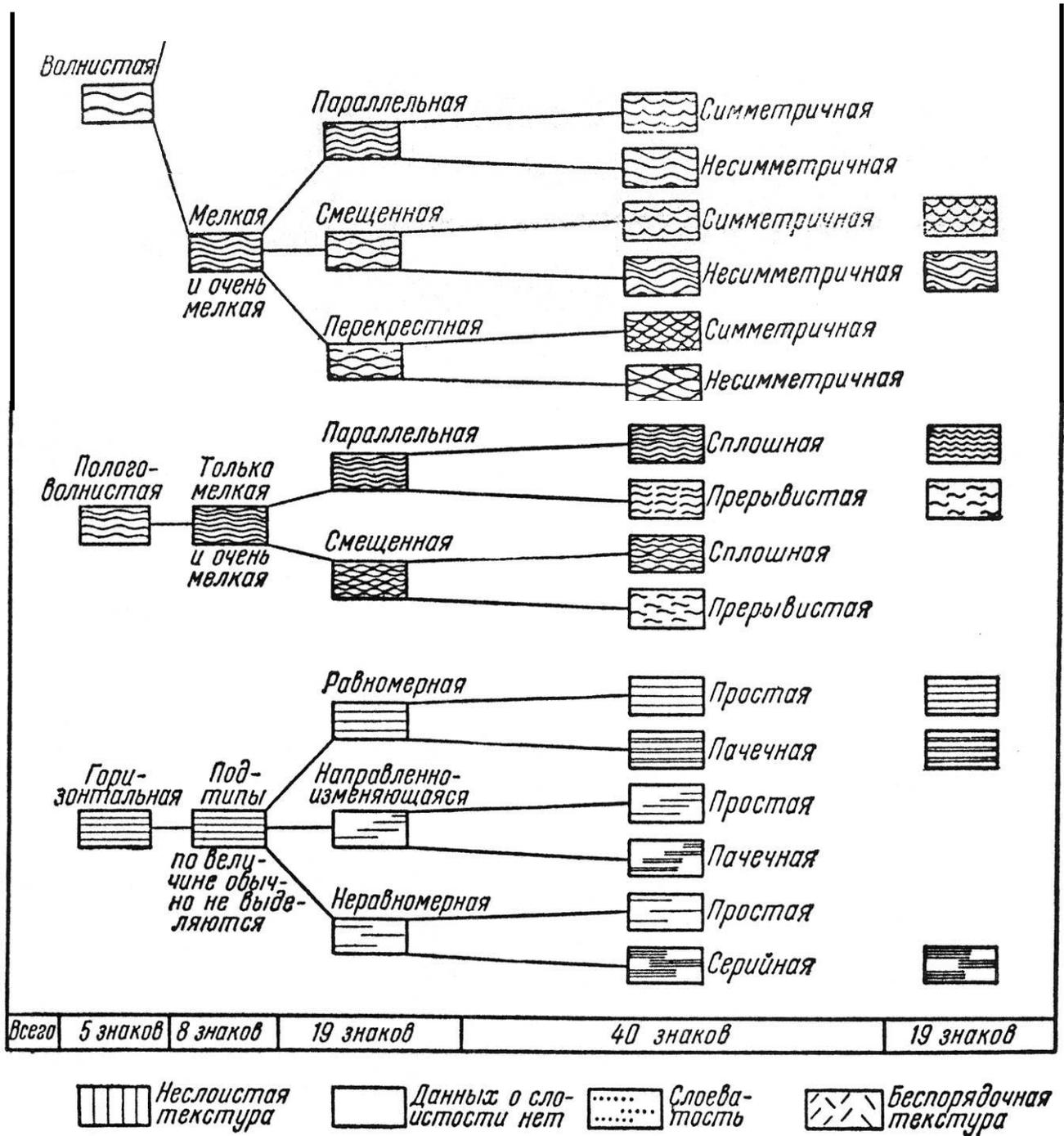


Рис. 3.12. Обозначения, рекомендуемые для типов, подтипов, видов и некоторых разновидностей слоистости (по Л. Н. Ботвинкиной [48, 49])

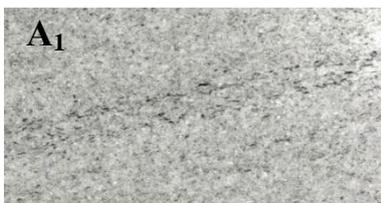
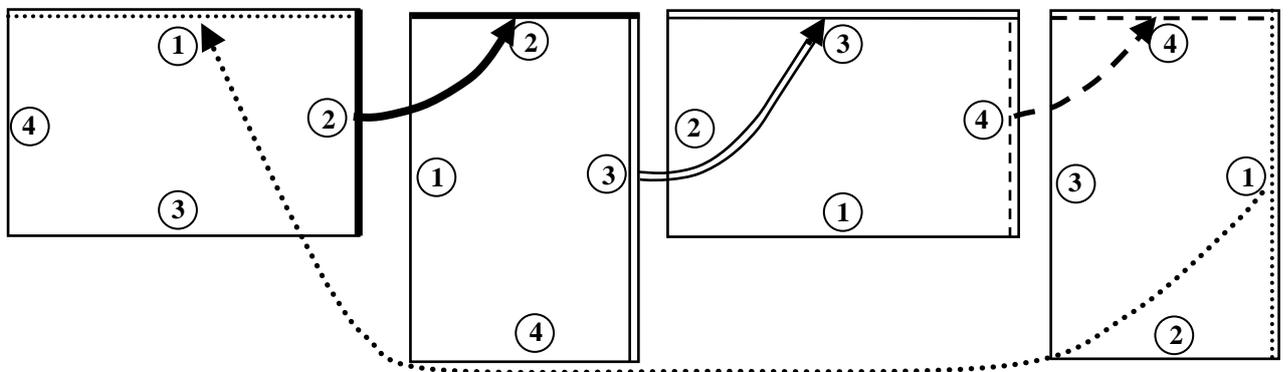
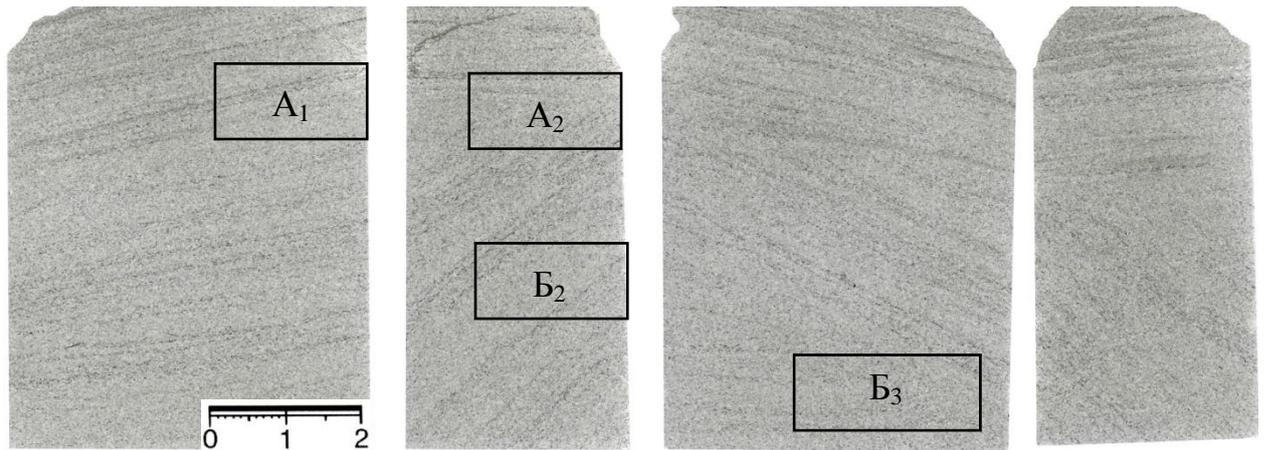


Рис. 3.13. Развертка образца тонко-мелкозернистого песчаника (интервал пласта БВ₈, Северо-Покачевское месторождение):

вверху видно, как псевдогоризонтальная слоистость (крайняя слева плоскость) «транслируется» в косую, с крутыми углами наклона серийных швов и слойков. На плоскости 3 (третье изображение слева) слоистость приобретает Z-образный характер; внизу показаны фрагменты, иллюстрирующие серийные швы

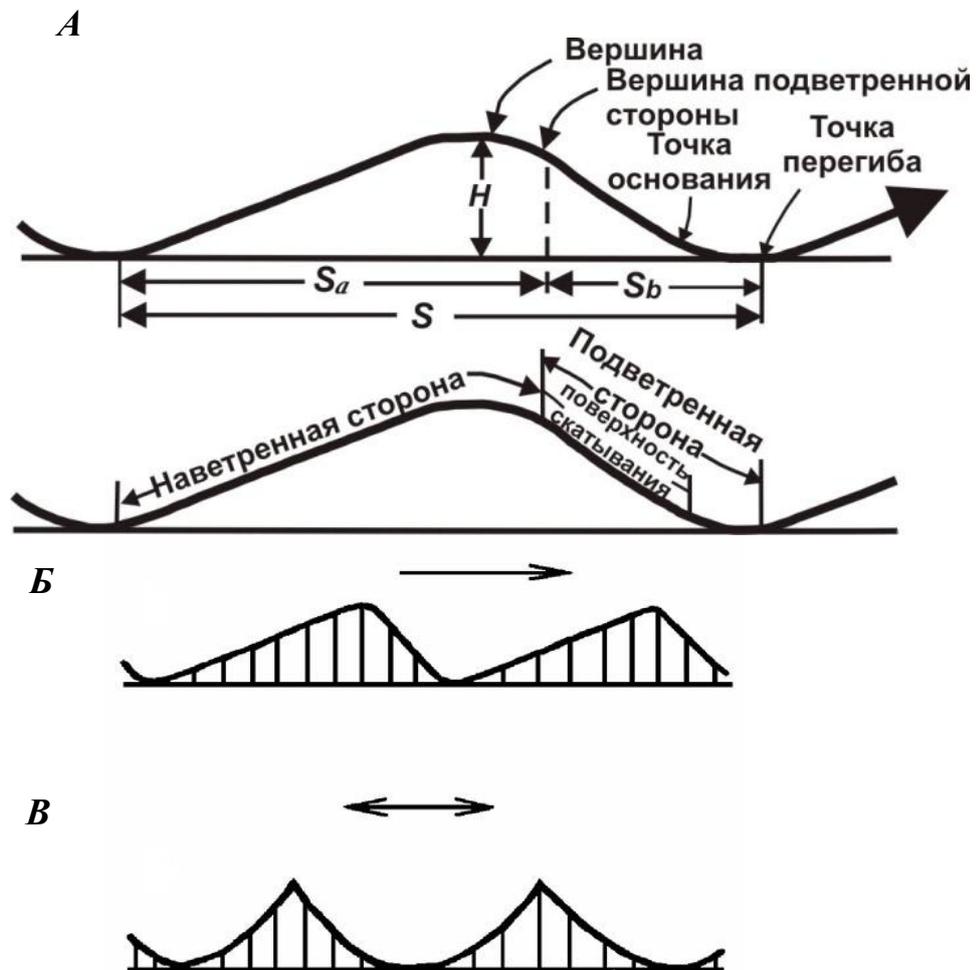


Рис. 3.14. Рябь в осадочных текстурах:

A – схематический разрез знака ряби: сверху – параллельный течению и внизу – перпендикулярный вытянутости гребней (S – длина или интервал между знаками, в т. ч. S_a – пологого склона и S_b – крутого склона; H – высота);

B – рябь течения (стрелкой показано направление течения);

B – рябь волнения (стрелкой показано меняющееся направление волн)

Особым типом породы является **ритмичность**, предложенный к выделению и охарактеризованный Л. Н. Ботвинкиной в 1966 г. [51]. Это порода сложного состава, компоненты которой различаются не только составом, но и генезисом и образуют ритмически повторяющиеся, весьма тонкие слоевые единицы. Толщина чередующихся слоевых элементов ритмичности очень мала: от долей миллиметра до первых сантиметров, но чаще – не более нескольких миллиметров. Наиболее ярким примером ритмичности являются ленточные глины озерного происхождения. В. Н. Швановым данный конкретный тип породы назван *ламинитом* (от лат. *lamina* – слой) [225].

После изучения отложений тюменской [188, 194] и в особенности – именно викуловской свиты Западной Сибири мы склонны в существенно расширенном ракурсе рассматривать данный тип породы, связывая его формирование не только и не столько с сезонными, т. е. климатическими *s. l.*, а именно с приливно-отливными в седиментационном плане или *s. str.* процессами. Механизм формирования таких бимодальных пород показан на рис. 3.17 и 3.18.

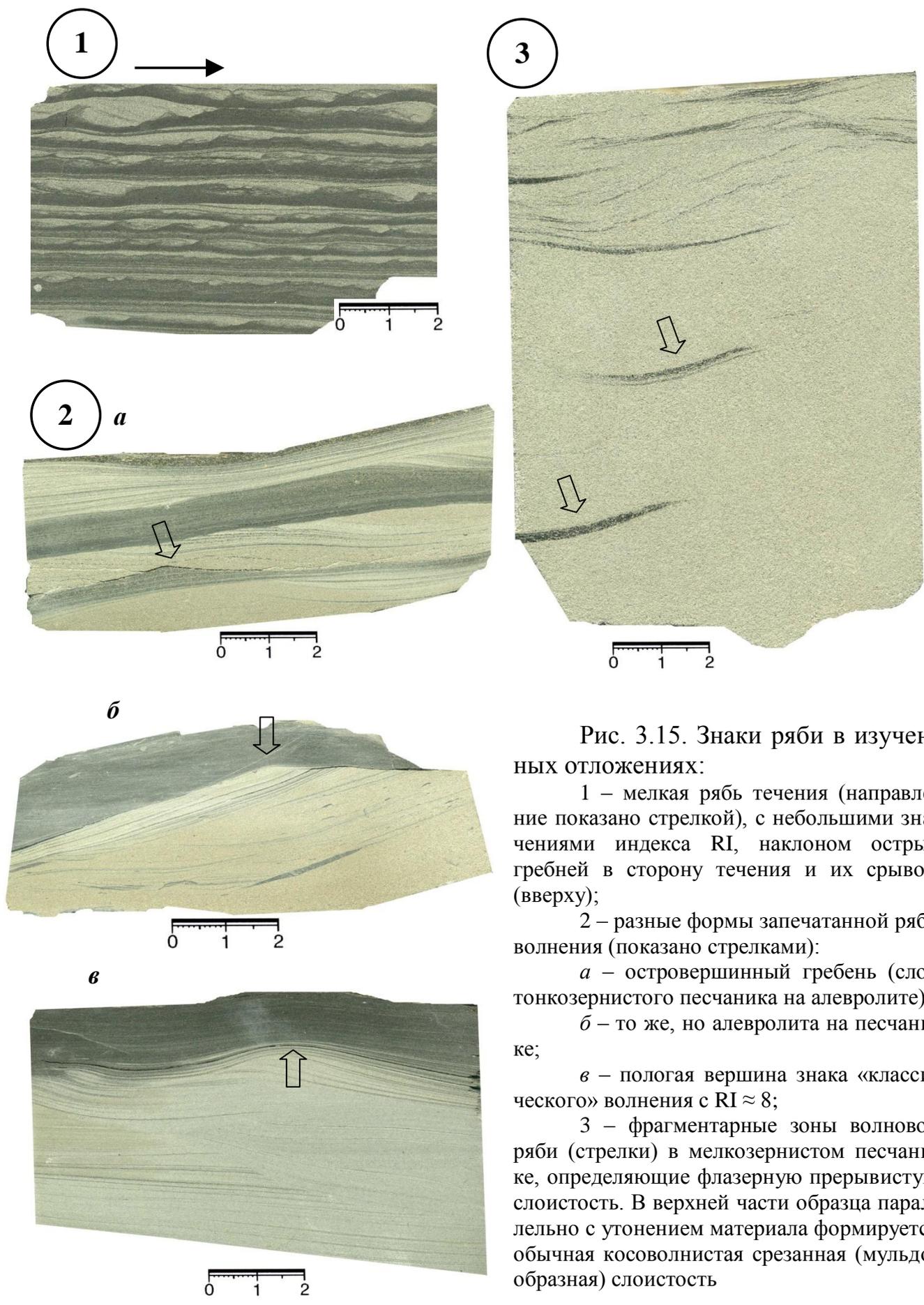


Рис. 3.15. Знаки ряби в изученных отложениях:

1 – мелкая рябь течения (направление показано стрелкой), с небольшими значениями индекса RI , наклоном острых гребней в сторону течения и их срывом (вверху);

2 – разные формы запечатанной ряби волнения (показано стрелками):

a – острови́нный гребень (слой тонкозернистого песчаника на алевролите);

б – то же, но алевролита на песчанике;

в – пологая вершина знака «классического» волнения с $RI \approx 8$;

3 – фрагментарные зоны волновой ряби (стрелки) в мелкозернистом песчанике, определяющие флазерную прерывистую слоистость. В верхней части образца параллельно с утонением материала формируется обычная косоволнистая срезанная (мульдообразная) слоистость

Рис. 3.16. Нарушения первичной слоистости в тонко- (внизу) мелкозернистом песчанике. Первоначально слоистость мелкая, пологая, с расщеплением серий слоев, с тонким глинисто-алевритовым материалом (темное):

L – окатанные уплощенные линзы алевритов недалекого, но и не совсем ближнего переноса (возможно, десятки метров);

CV – конволюционная слоистость, с заворотами песчаных (!) слоев, на границе смены размерности материала (от мелкозернистого внизу до тонкозернистого вверху);

S – микротектонические нарушения сбросового характера, сформированные после собственно седиментогенеза, при первичном уплотнении осадка.

Дополнительно стрелкой показан послыйный подвиг (смещение) серии осадков, четко выраженный в правой и затухающий в центральной части образца. R – островершинные знаки симметричной волновой ряби, углубления между которыми заполнены алевритовым материалом

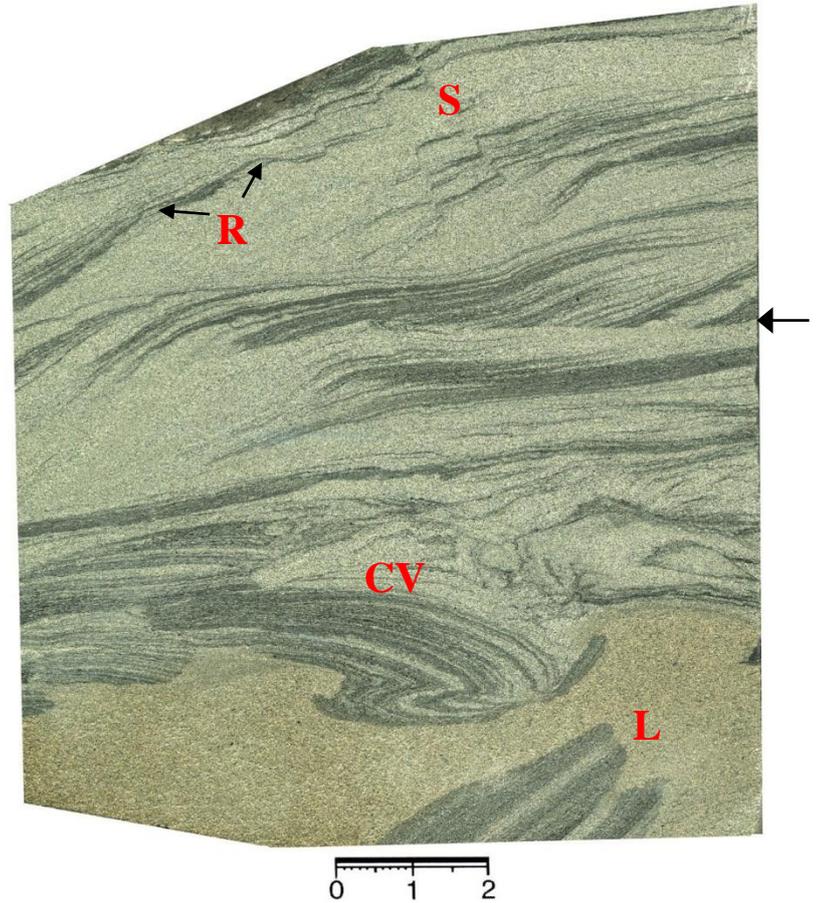
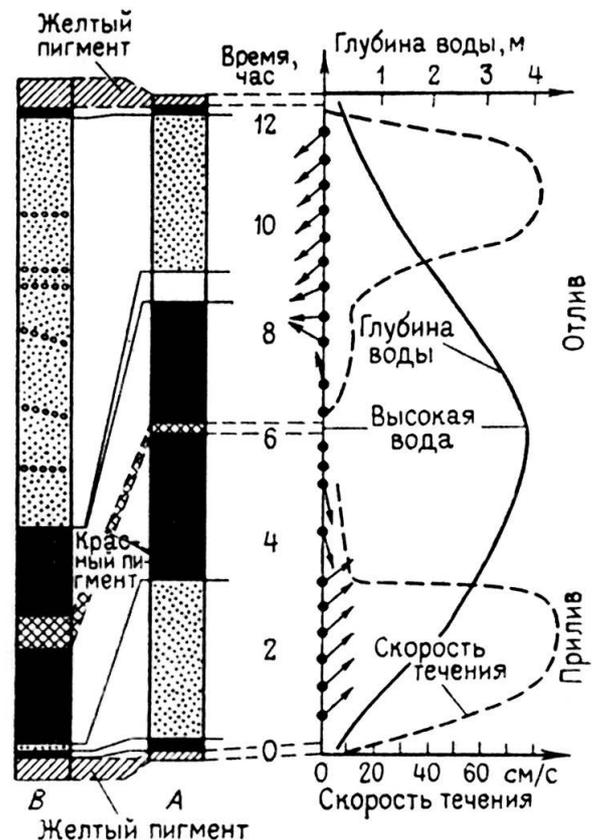


Рис. 3.17. Отложения тонких песчаных и глинистых слоев, связанные с ритмом приливов и отливов. По (Рейнек и Вундерлих, 1967), из работы [179, с. 500]:

A – мощности слоев изменены для показа отложений, соответствующих разным фазам прибоя; B – действительная мощность отложений (профиль равен около 6-7 мм)



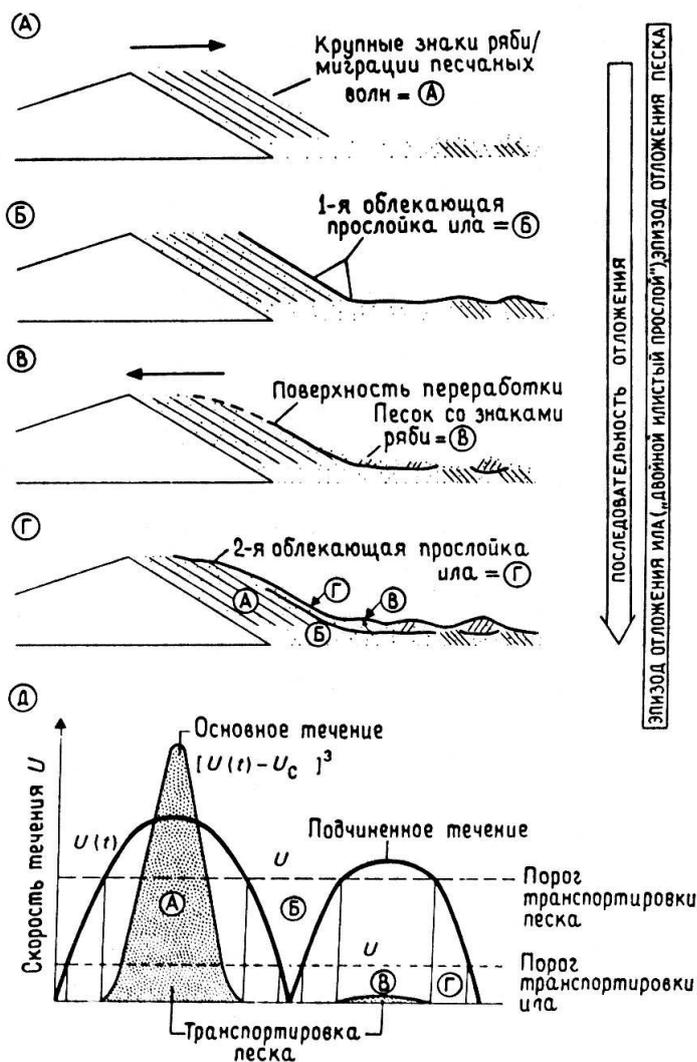


Рис. 3.18. Интерпретация участка косої слоистости в терминах приливо-отливногo цикла с асимметричной скоростью прилива – отлива:

А–Г представляют стадии отложения осадка в соответствии с приливо-отливным циклом; Д представляет кривую скорости прилива и отлива, которая объясняет структуры, показанные на А–Г: А – стадия с преобладанием течений; Б – первая стадия образования заводи; В – подчиненная стадия течений; Г – вторая стадия образования заводи; Д – приливо-отливный цикл и соответствующая ему последовательность отложения песок-ил. По М. Виссеру и Дж. Алену (Visser, 1980; Allen, 1982): из работы [155, т. 1, с. 228]

Полимодалный ритм был показан и описан на рис. 3.3 (обр. 4). Наиболее простая бимодальная форма приведена на рис. 3.19.

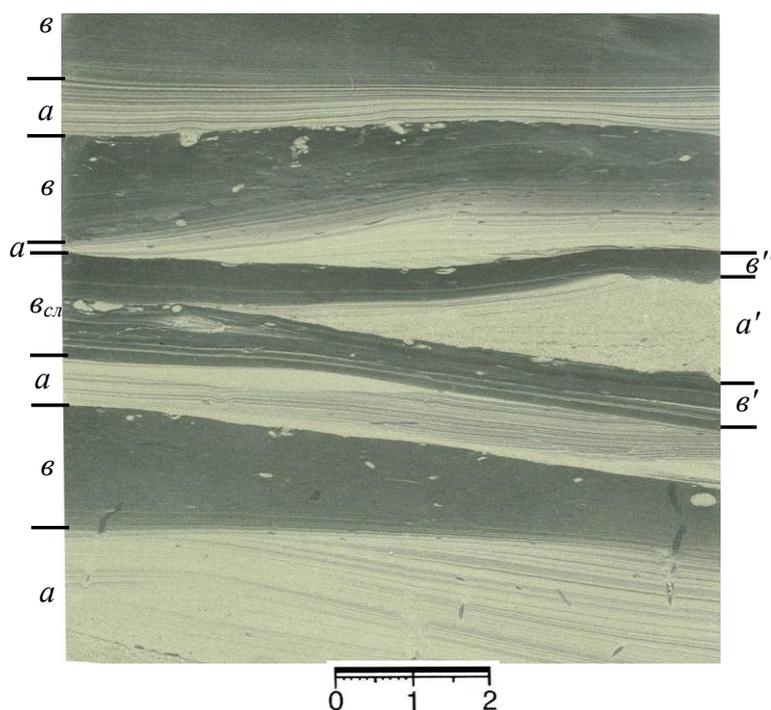


Рис. 3.19. Ритм, сформированный переслаиванием двух типов пород:

а – очень тонкозернистый песчаник, хорошо сортированный. Тонкая косоволнистая слоистость;

в – мелкозернистый алевролит, на нижних контактах слоев с очень тонкой пологоволнистой слоистостью. Толщина слоев (алевролит) и серий слоев (песчаник) 0,5-1,5 см.

В интервале $в_{сл}$ слияние в сложный слой трех самостоятельных слоев $в'$, $а'$ и $в''$, выделенных на правом срезе, формирующее линзовидно-волнистую слоистость

Специфичность механизма осадконакопления в условиях приливно-отливных течений подчеркивается двумя взаимосвязанными явлениями противоположного значения, описанными в работе [179, с. 113, 114]. 1. Седиментационное запаздывание, когда при наибольшем (приливном) уровне воды взвесь при осаждении успевает переместиться ближе к берегу. 2. Эрозионное запаздывание, когда пелитовый материал, осажденный ближе к берегу, не размывается отступающей (отливной) водой планационно (срабатывает закон или правило Хьюльстрема). В это же время сносимый с прибереговой зоны материал концентрируется в каналах или бороздах отлива. Пример такого канала приведен на развертке образца (рис. 3.20).

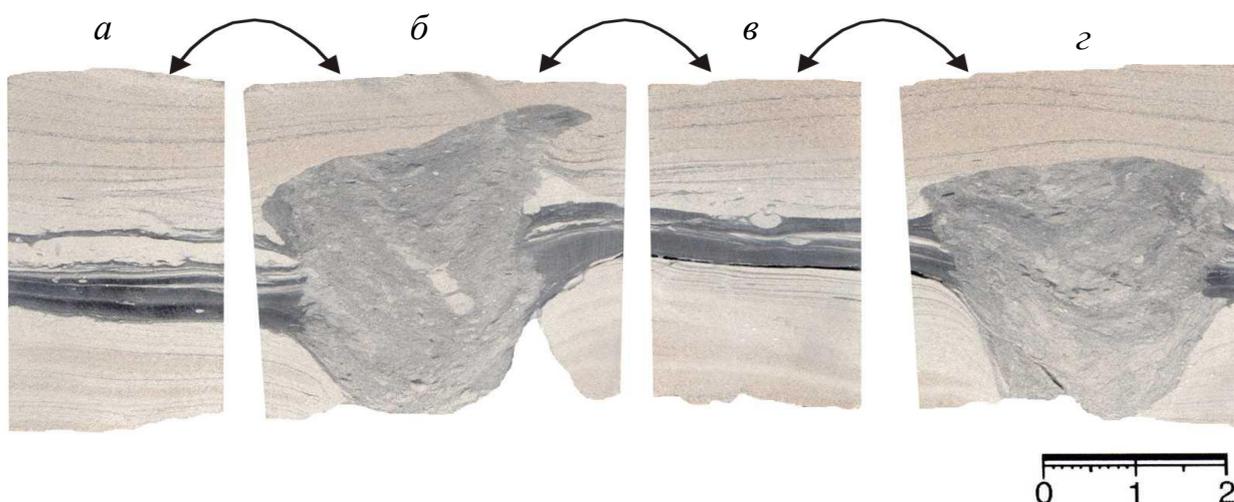


Рис. 3.20. Развертка образца, иллюстрирующего канал отлива, с его поперечным сечением на плоскостях *б* и *г*

3.4. Ихнофоссилии

Для реконструкций условий осадконакопления, естественно, наиболее важны бентосные (гр. *bentos* - глубина) или донные организмы. При своей значительной космополитности в целом они могут дать существенные представления об условиях осадконакопления. При этом для них характерен весьма широкий диапазон – от отсутствия (что тоже может являться неплохим диагностическим признаком) до полной переработки (биотурбации) исходного материала. В этом отношении можно провести некоторую параллель между ихнофоссилиями для неглубоких морских отложений и растительными остатками для континентальных толщ. В обоих случаях органика (животная или растительная) является важным индикатором обстановки осадконакопления.

На рис. 3.21 приведена сводная модель одной из наиболее «заселенных» областей отложения осадков, с показом наиболее характерных ихнофоссилий.

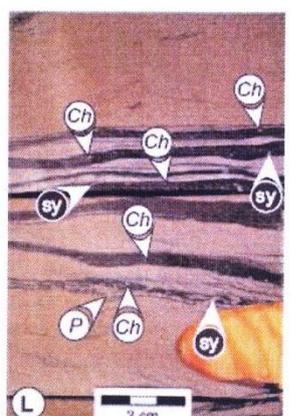
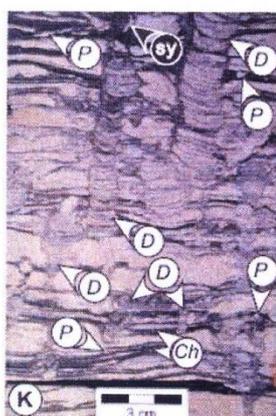
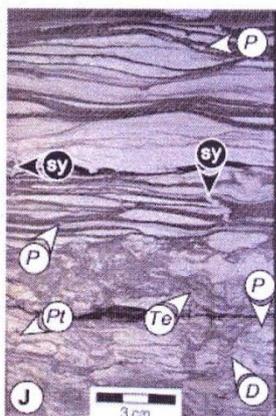
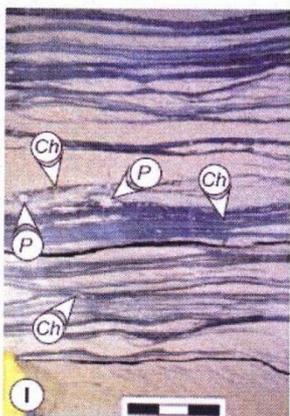
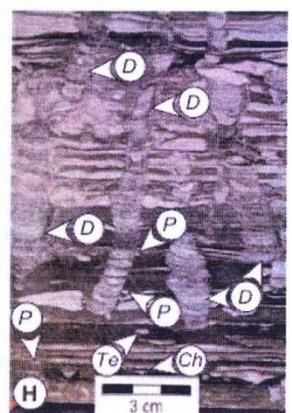
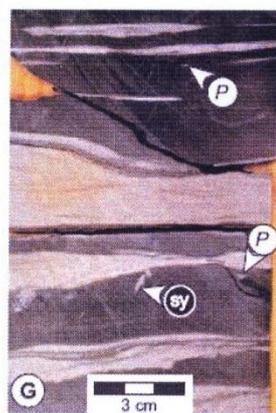
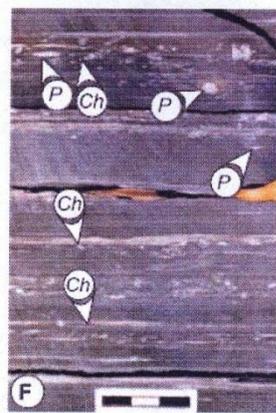
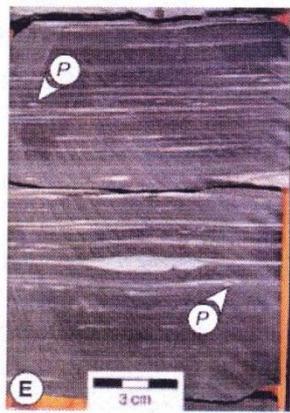
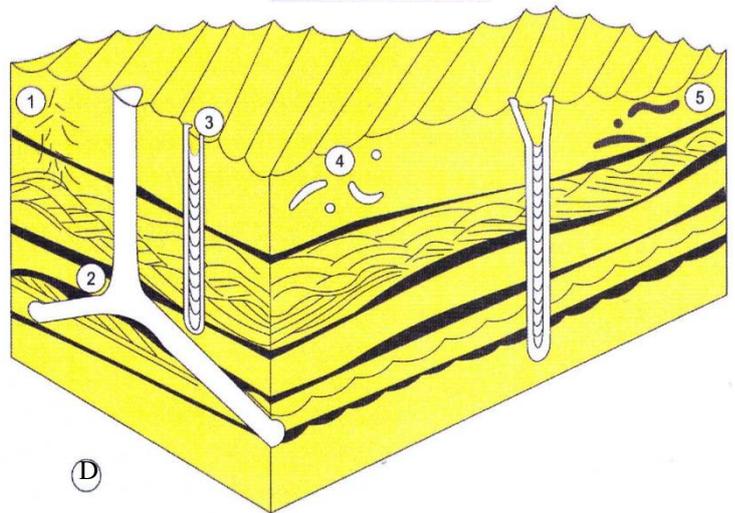
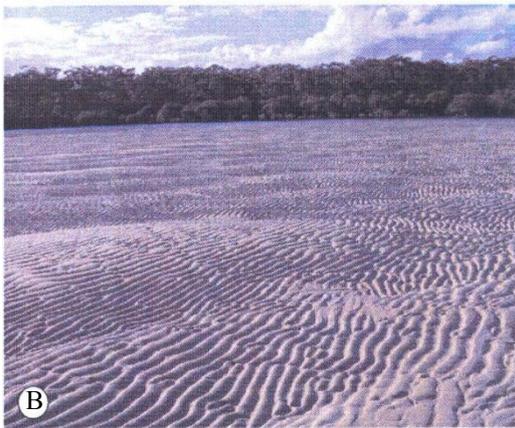
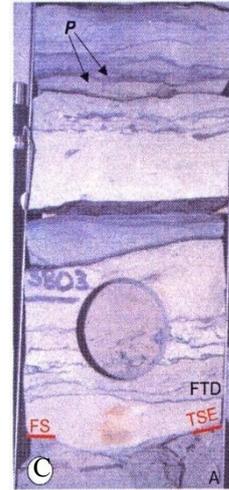
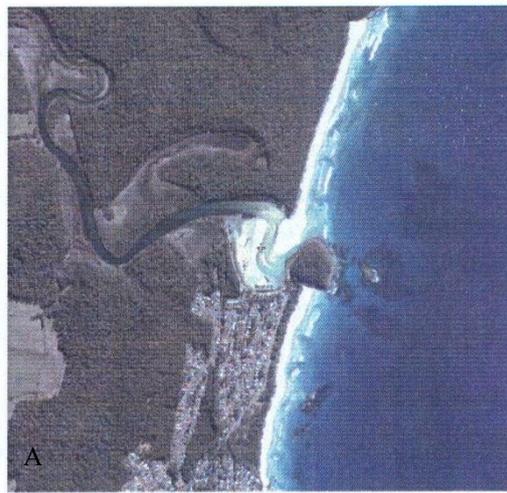


Рис. 3.21. Сводная ихнологическая характеристика отложений приливо-отливной дельты:

А, В – современный аналог активной приливной дельты в Новом Южном Уэльсе, протока Narrawallee (Австралия). Поверхность затопления (FS), трансгрессивно перекрывающая поверхность эрозии (TSE) с Palaeophycus.

С – ихнофагии, характеризующие приливно-отливную дельту, представленные комплексами Cruziana/Skolithos, предпочитающими типичные жесткие воды, с изменчивым влиянием приливно-отливной энергии и морской среды: (1) следы бегства, (2) Thalassinoides, (3) Diplocraterion, (4) Palaeophycus, (5) Planolites.

F – линзовидно-слоистые аргиллиты продельты с изолированными знаками ряби содержат редкие Planolites (P), Chondrites (Ch).

G – керн с дистальной части фронта дельты – аргиллиты полосчатые со знаками нагрузки и трещинами синерезиса (sy), с редкими Planolites (P).

H – волнисто- и линзовидно-слоистое переслаивание с дистальной части фронта дельты (переход к продельте): Diplocraterion (D), Planolites (P), Teichichnus (Te), Chondrites (Ch).

I – волнистое переслаивание с удаленных частей фронта дельты с запечатанными знаками ряби (Planolites (P) и Chondrites (Ch)).

J – отложения дистальной части фронта дельты в нижней части образца интенсивно биотурбированные, характеризующие медленную и непрерывную скорость седиментации. Содержат ходы Diplocraterion (D), Teichichnus (Te), Planolites (P), and Palaeophycus tubularis (Pt). В верхней части образца видны запечатанные знаки ряби с илистыми драпировками, содержащие трещины синерезиса (sy) и Planolites (P).

K – отложения дистальных частей фронта дельты, характеризующие медленную скорость осадконакопления, на что указывают возросшая интенсивность биотурбаций и удлиненные норы Diplocraterion (D), с Planolites (P) и Chondrites (Ch). Обратите внимание на трещины синерезиса (sy) в верхней части керна.

L – отложения фронта дельты, волнисто-слоистые, с трещинами синерезиса (sy) и темными илистыми драпировками включают: Chondrites (Ch) и Planolites (P), по (Пембертон, 2004)

3.5. Карбонатность, конкреции и другие индикационные признаки

Среди других характеризующих породу параметров особое значение имеет *карбонатность*, нередко являющаяся весьма важным и даже определяющим признаком. Визуально карбонатность определяется прокапыванием 10 % соляной кислотой по пятибалльной шкале: 0 – не реагирует, 1 – слабо вскипает в порошке, 2 – бурно в порошке, 3 – слабо в куске и 4 – бурно в куске. Важно не спутать бурную реакцию первично известковой породы и вторично образовавшейся *конкреции*.

Под конкрецией (лат. concretio – стяжение, сгущение) понимаются вторичные образования, достаточно ясно выделяемые среди основной, вмещающей породы и образующиеся за счет концентрации первично рассеянных компонентов. В терригенных породах осадочных нефтегазоносных бассейнов наиболее распространены конкреции сульфидов железа (пирит, марказит) с размерами от долей миллиметра до первых сантиметров, а также карбонатные конкреции (см. выше) в двух основных проявлениях: известковистом (CaCO_3) и железистом (FeCO_3) со всеми промежуточными вариациями. Вертикальное сечение (толщина) первых может достигать 2-3 метров; вторые – обычно ограничиваются первыми десятками сантиметров. Принципиальная схема образования конкреций приведена на рис. 3.22.

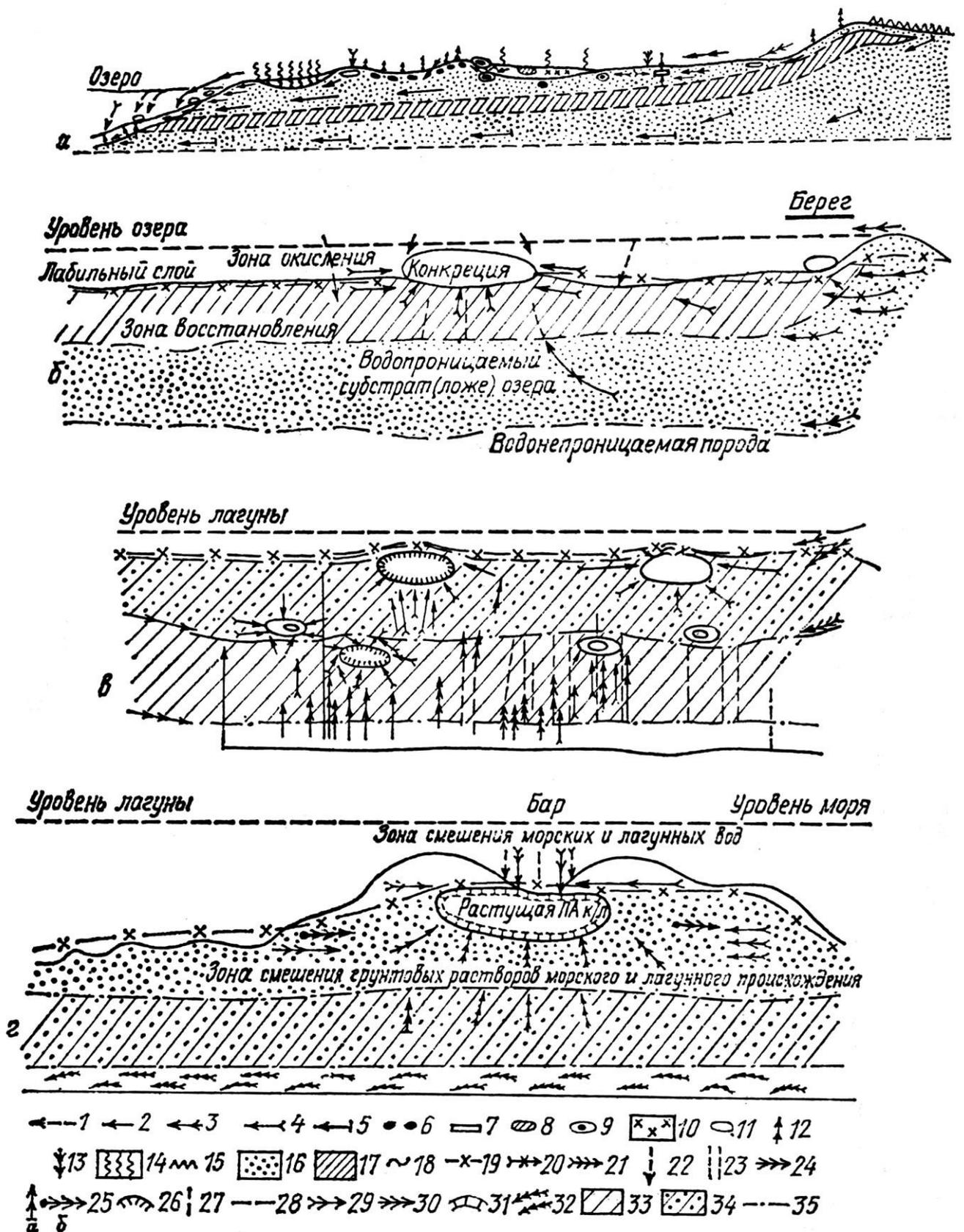


Рис. 3.22. Схемы образования конкреций в современных гумидных фа-
циях и в некоторых древних водоемах [21]:

а – схема расположения озерных, болотных и почвенных конкреций лесной зоны и путей миграции конкрециеобразователей; *б* – предполагаемая схема некоторых условий роста современных озерных железистых конкреций; *в* – схема одного из этапов образования конкреций в глинистых донных илах Воркутской лагуны; *г* – предполагаемая схема формирования песчано-анкеритовых конкреционных линз и конкреций в баровом песке Воркутской лагуны в фазу перерыва седиментации в опресненно-лагунном цикле.

1 – направления садки солей железа из наддонной воды; 2 – пути инфильтрации грунтовых вод, относительно богатых Fe, CO₂ и HCO₃; 3 – пути потоков поверхностных вод; 4 – господствующие направления диффузии конкрециеобразователей (на *б* и *в* – Fe, на *г* – Ca, Mn, Fe); 5 – инфильтрация грунтовых болотных вод, богатых гумусом и CO₂, но бедных Fe; 6 – ортштейны; 7 – ортзанды; 8 – болотный сидерит; 9 – болотный бурый железняк; 10 – вивианит; 11 – озерные железистые конкреции; 12 – суглинки и супеси с еловым лесом; 13 – лес на песчаных, но слабодренированных почвах; 14 – низинный торфяник; 15 – верховой торфяник; 16 – водопроницаемый песчаный грунт; 17 – водонепроницаемый или слабоводопроницаемый грунт; 18 – поверхность осадка; 19 – господствующее положение окислительно-восстановительной границы; 20 – направления инфильтрации грунтовых вод через водопроницаемое ложе; 21 – направление грунтового потока в иле по уклону ложа; 22 – инфильтрация наддонных вод; 23 – корневые системы в иле, облегчающие инфильтрацию; 24 – направление диффузии и движения грунтовых вод; 25 – направление движения CO₂ и H₂S (*а*) и боковая инфильтрация грунтовых вод с ионами Fe, Mg и Ca (*б*); 26 – концентрическая зона превращения бикарбоната в карбонат и осаждения карбоната; 27 – начало образования диагенетических трещин; 28 – наддонная вода (уровень); 29 – инфильтрация смешанных лагунных и морских вод; 30 – направления инфильтрации опресненно-лагунных вод в баровые пески и диффузии иона Fe; 31 – зона выпадения конкрециеобразователя; 32 – погребенный торфяник; 33 – глинистые осадки; 34 – алеврито-глинистые осадки; 35 – контакты слоев. *Пак/л* – песчано-анкеритовая конкреционная линза (мегаконкреция)

Среди иных признаков достаточно специфичным является наличие **глауконита** и (или) **пирита**, хорошо определяемых по их характерному цвету – зеленому и металлическому желтому, соответственно. Их высокое содержание обычно связывают с морскими условиями. При этом, если повышенное содержание глауконита чаще всего соотносят просто с повышенной глубиной осадконакопления, то пирита – с резкой сменой обстановки, создающей геохимический барьер.

Цвет породы также относится к дополнительным признакам, поскольку для большинства терригенных пород характерна ахроматическая, от светло-серой до черной, окраска, почти исключительно зависящая от количества и степени измельченности органического материала растительного происхождения. Желтые и красно-коричневые оттенки обычно обусловлены наличием гидратов окиси железа, зеленые – его закисными соединениями; наличием хлорита, глауконита и пр.

Важным признаком является физическое состояние зерна: к примеру, тонкая сланцеватость, нередко образующаяся после его хранения («дискование»); бугристый или раковистый излом и т. п. Очень важно определение трещиноватости, наличие зеркал скольжения. Поскольку это нередко затруднено, особенно при недостаточном его выходе – тем ценнее все сделанные определения.

3.6. Контакты слоев и перерывы в осадконакоплении

Характеристикой контакта между выделенными слоями описание слоя (образца) не только завершается, но и *закрывается*, возвращая литолога к начальной, исходной процедуре их выделения. Тем самым этот важнейший признак относится к конститутивным, и его значение весьма велико при определении фации.

В модельном виде можно выделить четыре типа соприкосновения двух слоев: 1) контакт размыва; 2) контакт резкий; 3) контакт отчетливый и 4) постепенный переход, в котором выделяется два подтипа: а) непосредственный и б) через переходную зону. В схематическом виде это изображено на рис. 3.23. Следует учитывать, что четкими контактами чаще фиксируется верхнее положение более грубозернистой породы, хотя это наблюдается далеко не всегда. Весьма важно, что при однородной размерности частиц на значительном интервале внутри него может меняться текстура породы или другие признаки (вариант В на рис. 3.23). Это подтверждает необходимость особо тщательной оценки изменения признаков при выделении слоев повышенной мощности.

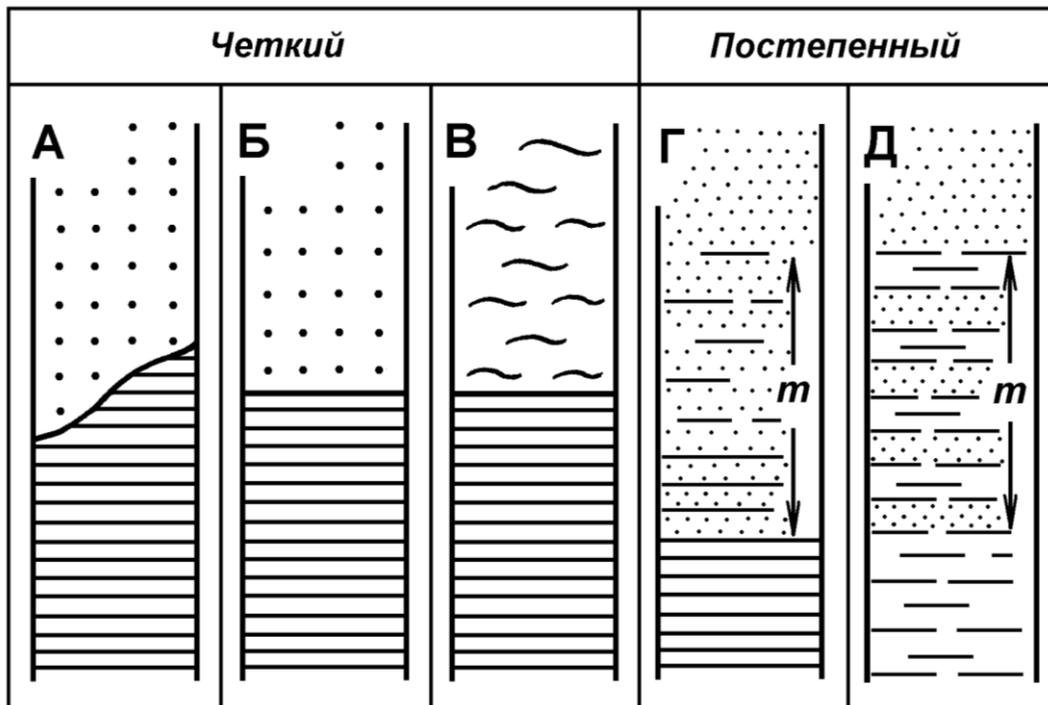


Рис. 3.23. Характеристика основных видов контактов, показанных разными знаками (условно: точки – песчаники, линии – алевролиты и аргиллиты):

А – резкий, между совершенно разными типами пород (при налегании грубозернистых осадков на тонкозернистые фиксирует эрозию); Б – резкий, между существенно отличающимися типами пород, но без явно выраженных следов перерыва; В – отчетливый, между близкими типами пород (часто по изменению текстуры в одном гранулометрическом типе); Г – постепенный, при плавном переходе близких типов в интервале m ; Д – через переслаивание разных типов в интервале m (для породы – ритм: см. п. 3.3)

Наблюдения над непосредственными контактами в керне скважин часто затруднены в связи с их заведомой ослабленностью в механическом отношении. Тем более ценна каждая находка четко выраженного контакта между слоями, позволяющая получить сведения об их *парагенезе*.

С определением контактов теснейшим образом связано и рассмотрение *перерывов* в осадконакоплении. Обилие скрытых перерывов или *диастем* (греч. *diastems*) в кажущихся непрерывными осадочных толщах впервые показано Дж. Баррелом (Barrell, 1917). Оно является объектом тщательного изучения по косвенным признакам, сродни детективным расследованиям, поскольку ненаблюдаемые, незакрепившиеся в разрезе слои – суть *фантомы* (фр. *fantôme* – призрак). Следует различать внутрислоевые и межслоевые диастемы. Первые нередко обусловлены прерывисто-поступательным перемещением терригенного материала, а вторые – фиксируют как перемины ранее накопившихся отложений, так и перерывы в накоплении осадков. В предельно схематичном, модельном виде это показано на рис. 3.24.

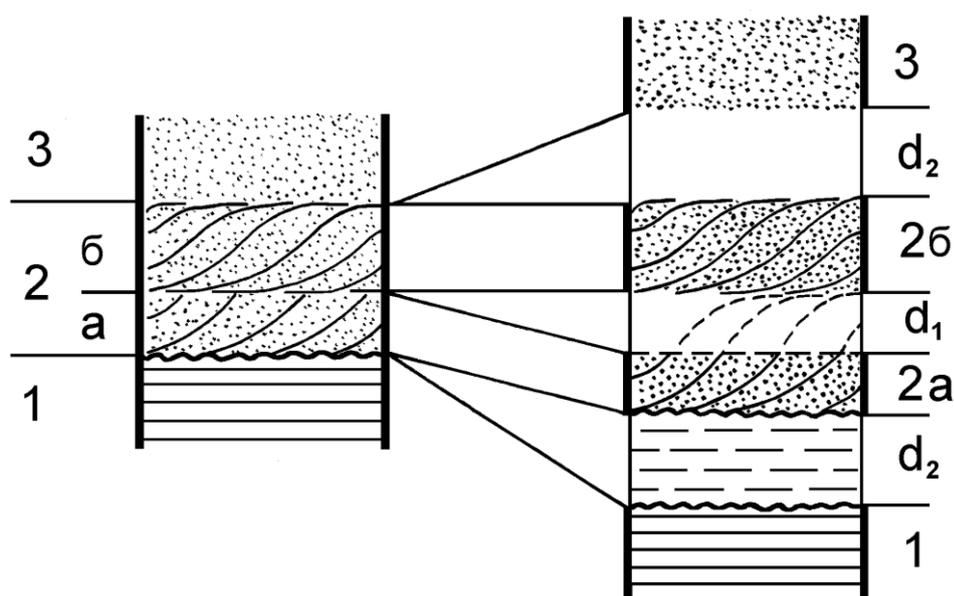


Рис. 3.24. Схематическое изображение соотношения слоев и разделяющих их перерывов (диастем):

слева: чередование слоев: 1 – горизонтально-слоистый алевролит; 2 – косослоистый песчаник с двумя сериями слоёв (а, б); 3 – массивный песчаник;

справа: «развертка» во времени последовательности накопления осадков;

d₁ – внутрислоевая диастема, показанная посредством «реставрации» серии косых слоёв 2а в конфигурацию, аналогичную серии 2б («подбривание голов», по выражению Ю. А. Жемчужникова); d₂ – межслоевые диастемы, обусловленные размывом накопившихся перед этим слоёв (контакт слоев 1 и 2; размыв слоёв – штрихи на правой колонке) и отсутствием осадконакопления (контакт слоев 2 и 3)

Перерыв между слоями 1 и 2 на рис. 3.24 соответствует контакту типа А на рис. 3.23, а между слоями 2 и 3 – типу В. В целом, с учетом широкого проявления как внутрислоевых, так и межслоевых диастем, их непременно следует учитывать при оценке столь важного признака, как парагенез фаций (см. выше). Он безусловно значим для постепенных переходов (контакты Г и

Д на рис. 3.23, а также контакта В при перерыве относительно небольшой длительности). Последнее относится и к контакту Б, но при условии сохранения общей палеоландшафтной ситуации. При ее существенном изменении, что особо присуще контакту А (см. рис. 3.23), признак парагенеза может оказаться несостоятельным, и его целесообразно исключить из рассмотрения, в любом случае не относя к конститутивным.

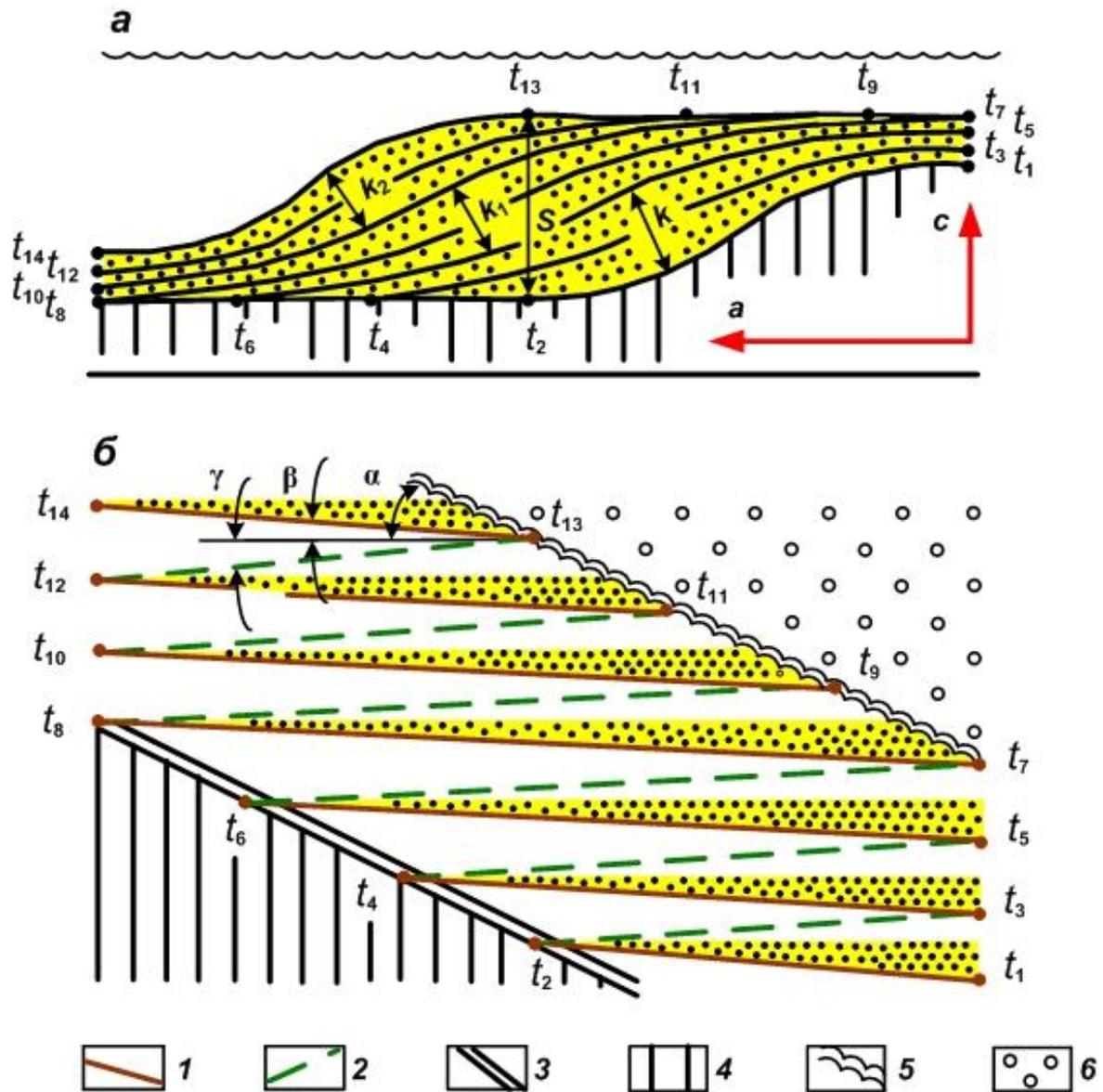


Рис. 3.25. Скольжение слоев:

a - схема соотношения между «геологической» или седиментологической ($k + k_1 + k_2$) и наблюдаемой или «видимой» мощностью (*s*) осадков: по Т. Чемберлену (Chamberlin, 1914); а-с - латеральное и временное смещение слоев;

б - временная развертка верхней части рисунка (а) по последовательным отсчетам времени t_1-t_{14} :

1 - трансгрессивное налегание слоев; 2 - регрессивный возврат в исходную (на чертеже) точку; 3 - общее трансгрессивное (либо ингрессивное) налегание комплекса, с перерывом или размывом ранее сформированных отложений (4); 5 - завершение накопления комплекса, с последующим перерывом или новым этапом осадконакопления (6).

Пояснения к показанным углам (α, β, γ) см. в тексте

Показанное выше приводит к неизбежному признанию латерального смещения седиментационных единиц (слоек, слоев, комплексов слоев или литоциклов разных порядков), что многократно описывалось в литературе. Одно из наиболее ранних изображений такого механизма предложено Т. Чемберленом (Т. С. Chamberlin, 1914), показавшим соотношение между истинной седиментологической мощностью ($k + k_1 + k_2$) и наблюдаемой или «видимой» мощностью осадков s (рис. 3.25). На рис. 3.25, б сделана временная развертка данной схемы. Особых пояснений данная развертка не требует, поскольку по сути она адекватна знаменитой схеме Н. А. Головкинского, насчитывающей 140-летнюю историю. Подчеркнем только зубчатость диахронных слоевых границ, что детально проанализировано в работах [65, 171] и отчасти показано нами [3]. В результате перемещения зоны с осадконакоплением формируется угол взбегания α , который в седиментологии характеризует «восходящую рябь» (см. рис. 3.6). Налегание отдельных слоевых единиц на предыдущие соответствует углу ($\beta + \gamma$), при очень быстрой регрессии по сути равному β , поскольку $\gamma \rightarrow 0$. Чаще всего этот угол составляет первые градусы, что характерно, к примеру, для подводно-дельтовых песчанников. Наконец, укажем, что временные промежутки $t_2 - t_3, t_4 - t_5, \dots$ сводятся к минимуму не только быстрым возвратом к начальному состоянию системы слоенакопления, но и поступательно-налегающим формированием последующих слоев, что обеспечивает диастемальный характер данных частей разреза.

Последним аспектом мы выходим уже «за рамки» констатации признаков пород, переходя к их генетической интерпретации. Для завершения как характеристики контактов, так и диагностических признаков в целом обратимся к оценке контактов, реализуемых в виде перерывов. Так, неровный по форме контакт, часто подчеркиваемый следами жизнедеятельности биоорганизмов, обычно рассматривается как перерыв твердого дна (англ. *hardground*): рис. 3.26. Взмучивания нижележащих слаболитифицированных осадков, с их незначительными перемещениями, напротив, характеризуются как перерывы мягкого дна (англ. *softground*): рис. 3.27.

В целом, как и указано в начале п. 3.6, характеристикой контакта мы по сути вернулись к начальному этапу изучения разреза (скважины) – выделению слоев. В принципиальном виде этот подход показан на рис. 3.28. При этом под *слоем* в осадочной геологии традиционно понимается *геологическое тело, сложенное однородным материалом, отличающимся от смежных слоев, и ограниченное более или менее плоскими, квазипараллельными граничными поверхностями*. Как видно из данного определения, процедура выделения слоев нередко довольно условна и зависит от целого комплекса факторов. Так, при достаточно частом чередовании хорошо различимых разностей пород, в качестве самостоятельных слоев рекомендуется выделять те из них, которые имеют мощность 0,2 – 0,4 м (слои e, f на колонке Б: см. рис. 3.28). Но в любом случае особого выделения требуют резко отличающиеся, контрастные по какому-либо параметру слои *независимо* от их мощности (слой b на колонке Б: см. рис. 3.28). Даже при весьма «монотонном» характере разреза,

как правило, все же не следует выделять слои мощностью более 3-5 м: их более тщательное рассмотрение, скорее всего, покажет наличие внутренней неоднородности по какому-либо из признаков, что определит необходимость выделения слоев меньшей мощности.

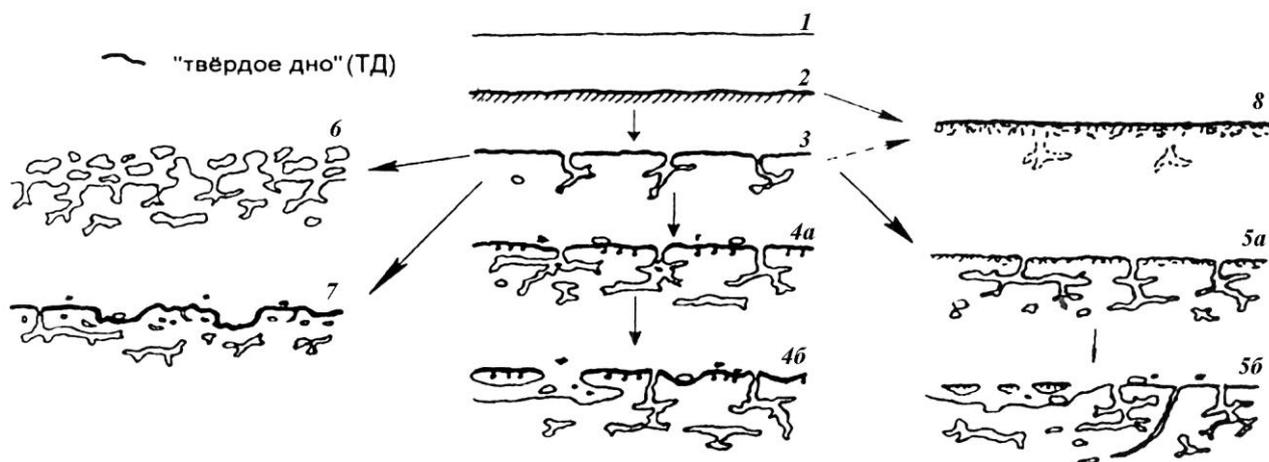
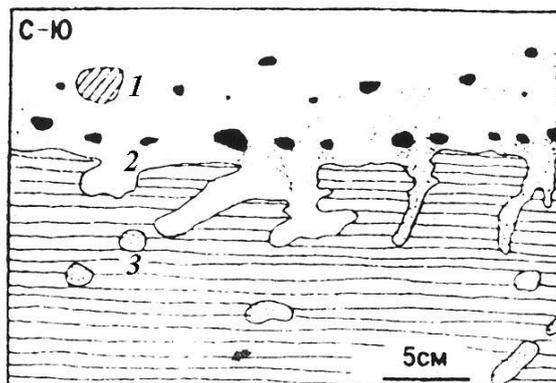


Рис. 3.26. Стадии развития «твердого дна» (ТД) (Найдин, 1987, по [35, с. 20]):

1 – поверхность ненакопления; 2 – начальная стадия развития ТД, незначительная литификация, часто с ожелезнением (на последующих рисунках не показано); 3 – появление нор талассиноидных раков (Т); 4а – дальнейшая литификация ТД и развитие нор Т; появление сверлений камнеточцев на поверхности ТД; в осадках над поверхностью ТД – фориты; 4б – частичный размыв ТД (показан слева); 5а – дальнейшая литификация ТД и развитие нор Т; 5б – частичный размыв ТД (левая половина рисунка); норы неизвестных организмов; 6 – предполагаемый размыв ТД с образованием псевдобрекии; 7 – развитие неровной поверхности ТД с ее частичной фосфатизацией; мелкие норы, либо Т, либо неизвестных организмов; в покрывающих осадках – фосфориты и слабоокатанные и иссверленные обломки нижележащих пород; 8 – кровля ТД на глубину 5-7 см пронизана ходами мелких организмов (червей?)

Рис. 3.27. Сочетание перерывов типа мягкого дна (МД) с фосфоритовыми гальками одной генерации (2) на границе глауконит-кварцевых песчанников и глин верхнего альба, г. Ульяновск [36, с. 60]:

1 – лимонитизированные конкреции пирита;
3 – поперечный срез нор инфауны



Особым случаем является весьма часто наблюдаемое *переслаивание* (бимодальное сочетание) двух достаточно контрастных и хорошо различаемых по отдельности разновидностей пород (третий компонент встречается редко, и даже при его наличии обычно может быть подвключен в его состав одной из двух разновидностей). Для проиллюстрированного варианта в колонке Б (см. рис. 3.28) он решается выделением самостоятельных слоев е, f, е', f' ли-

бо объединением в слой с переслаиванием элементов $e + f$. Если такая бимодальность присуща самой породе (как это и следует из изображения нижнего образца в колонке В на рис. 3.24), то уже само это сочетание определяет весьма характерный признак слоя. Как отмечено в п. 3.3, мы относим их к ритмитам.

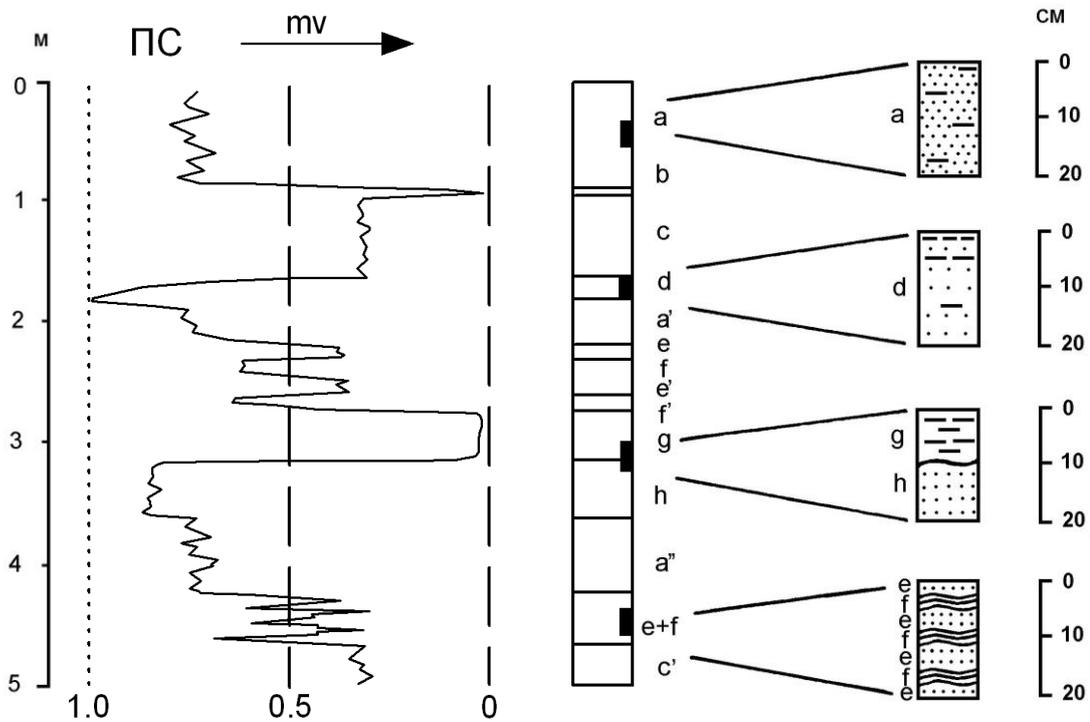


Рис. 3.28. Принципиальная схема выделения слоев:

А – кривая метода потенциалов собственной поляризации (ПС): точками обозначена линия «чистых песков»; штрихами справа – линия «чистых глин»; 0-1,0 – интенсивность аномалий в условных единицах;

Б – выделяемые слои (a, b, ..., h); при этом знаки ', ' показываю, что данные слои тождественны предыдущим, имеющим то же буквенное обозначение; зачернены интервалы, соответствующие образцам на колонке В;

В – образцы (сверху вниз): из однородного слоя a; слоя с направленно изменяющимися признаками d; контакта слоев g и h; тонкого чередования слоев (слояков, серий слояков) e и f

Подводя итоги по главе в целом, повторим отмеченное в конце преамбулы к ней. Значение и роль признаков, особенно индикативных, может весьма сильно изменяться, в зависимости от состава и условий формирования отложений. Однако в целом перечисленный набор является необходимым и достаточным для генетических реконструкций, что показывает более чем полувековой опыт отечественных исследований, а также анализ работ зарубежных седиментологов.

4. ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ

Место и роль фациально-циклического анализа, являющегося основным методом выполненных исследований, были освещены в разделе 2.1. В данной главе приведены общие представления о фациальном составе терригенных отложений и конкретные сведения по генезису пород верхней части викуловской свиты.

4.1. Общие представления

Терминология, связанная с фациальными исследованиями, характеризуется особой запутанностью – даже для геологии, весьма не склонной к объективизации используемых определений. В табл. 4.1 приведен сравнительный анализ основных понятий, используемых при литолого-фациальном изучении терригенных отложений (за основу взята схема из работы [52]).

В любом случае при установлении фаций неизбежно использование принципа *актуализма* (лат. *actualis* – действительный, настоящий; позднелат. – современный, практически существующий), заключающийся в использовании для реконструкции прежних условий осадконакопления знаний о современных. Действительно, при отсутствии «машины времени» невозможно предложить иной способ познания геологических событий, которые зафиксированы в осадочных породах, являющихся «немыми свидетелями прошлого». Изучение современных процессов в определенных средах ведет к пониманию того, как флюидальный поток и (или) химические реакции образуют характерную серию осадочных структур и текстур, отвечающих за морфологические особенности резервуара. Вместе с информацией, полученной при изучении находок флоры и фауны в биоценозах, устанавливается ряд критериев, по которым можно более детально охарактеризовать обстановку осадконакопления. Таким образом, набор характерных признаков позволяет создать стандартную *седиментологическую модель* фаций (*Sedimentological model*) какой-либо обстановки осадконакопления для части или всего бассейна седиментации. В этих случаях обычно можно увязать осадки непосредственно с причиной, обусловившей их образование.

Седиментологи, изучающие отложения в историко-генетическом аспекте, обычно сравнивают описательные фации *непосредственно* с фациями современных обстановок осадконакопления. Это можно сделать в случае, если позволяют навыки и опыт, поскольку, только овладев детальным знанием современных фаций, геолог может предложить реальную модель для изучаемых им древних фаций. Но чаще всего исследуемые фациальные последовательности разумно отнести к неким *альтернативным моделям*, во избежание ошибочных выводов относительно древних обстановок седиментации.

Таблица 4.1

Основные понятия, используемые при седиментологических реконструкциях

Термин	Определение термина	Что определяет термин	Примеры названий	Примечание
Гранулометрический тип породы (Grain Type)	Порода с определенной размерностью и соотношением частиц	Размерность преобладающих частиц и их соотношение	Песчаник мелкозернистый алевритистый	Всегда одна порода, которая может быть представлена бимодальным сочетанием двух типов (ритмит или ламинит)
Литологический тип породы или литотип	Порода с комплексом взаимосвязанных существенных признаков	Сумму конститутивных (вещественный, гранулометрический составы, текстура) и индикативных (ориктоценозы, конкреции и пр.) признаков	Песчаник крупнозернистый с косой однонаправленной слоистостью и включением грубых растительных остатков	Одна порода или две-три, но очень близкие по составу и другим признакам
Литогенетический тип (Lithofacies; Lithotope)			То же, с установленным генезисом: русел крупных равнинных рек	
Фация (Facies)	Отложения, сформированные в определенной физико-географической обстановке, выраженной в признаках этих отложений (осадок + условия)	Генетические признаки пород и их взаимоотношения, с учетом сведений об осадконакоплении в современных ландшафтах (актуалистический или сравнительно-исторический подход)	Фация песчаных осадков речного русла. Фация алевритовых отложений зоны морских течений	Обычно представлена несколькими литогенетическими типами (если они выделяются)
Обстановка седиментации (Sedimentary Environments)	Физико-географическая, динамическая и геохимическая обстановка формирования отложений (палеогеографическая)	Главным образом ландшафты разных порядков (с учетом динамики среды отложения и других свойственных ей особенностей)	Речная долина. Прибрежное мелководье	Употребляется при описании ландшафта, в котором формируются отложения
Генетический тип (Genetic type)	Естественная группа отложений, связанных общностью процесса формирования	Преимущественно механизм формирования конкретных пород или группы отложений	Аллювиальные отложения равнинных рек. Отложения мутьевых потоков	Относится как к породам, так и к осадкам. Отражает механизм их формирования

В настоящее время в природе не существуют все без исключения современные аналоги древних фаций. Любая древняя обстановка является в своем роде уникальной, и многие из них прекратили свое существование или проявляются в гораздо меньших масштабах, чем миллионы лет тому назад. Реконструкции палеоландшафтов древних эпох, как бы этого ни хотелось специалистам в области точных наук, не поддаются математизации, так как включают большую долю гипотетических домыслов. Корректный же результат интерпретации седиментолога всегда будет зависеть от его уровня понимания современных осадочных процессов, от знания фундаментальных седиментологических концепций и наличия личных навыков работы с каменным материалом (керном).

В качестве наиболее общего критерия при выделении различных обстановок и субобстановок седиментации принято пространство аккумуляции осадков, с определенными физико-химическими и биологическими параметрами. Физические процессы обуславливают скорость и направление ветров, течений, волн, особенности климата. Химические процессы отвечают за состав воды, атмосферы, геохимические преобразования, протекающие в осадке на стадии диагенеза. Биологические процессы формируют состав древней флоры и фауны. Согласно представлениям Р. Ч. Селли [180, 181], на современной поверхности Земли существует три группы обстановок накопления осадочных толщ, каждая из которых выделяется по преобладанию эрозии, равновесия и преимущественного отложения осадка (рис. 4.1).



Рис. 4.1. Взаимоотношения и причинные связи между обстановками осадконакопления, осадочными фациями и процессами, их создающими [181, с. 11]

Для создания иерархической схемы использован метод дендрограммы, основанный на идее графического изображения результатов процесса последовательного группирования выделяемых седиментационных объектов в терминах матрицы расстояний или сходства. Таким образом, систематика представляет собой вложенную группировку объектов, изменяющуюся на различных уровнях иерархии. При построении дендрограммы использованы иерархические алгоритмы, в которых число дивизимных (делимых) кластеров возрастает, по мере рассмотрения каждой группы обстановок седиментации. В результате образуется последовательность расщепления групп литогенетических типов, строго определенных для каждой фации. Наиболее актуально применение такой иерархической структуры при построении трехмерных цифровых геологических моделей нефтяных и газовых месторождений.

В соответствии с данным подходом обстановки седиментации, формирующие основные природные резервуары углеводородов на протяжении юрско-меловой эпохи осадконакопления в пределах Западно-Сибирского осадочного бассейна, разбиты на шесть «традиционных» основных групп. В каждой группе выделен типовой ряд макрофаций, состоящий из фациальных ассоциаций следующих обстановок осадконакопления:

I. Континентальные (*continental*):

- аллювиальные (пролювиальные) конусы выноса (*alluvial fans*);
- флювиальные (*fluvial*);
- озерные (*lacustrine*);
- болотные (*paludal*).

II. Переходные (*transitional*):

- дельтовые (*deltaic*);
- эстуариевые (*estuary*).

III. Прибереговые (*nearshore*):

- приливно-отливные (*tidal*);
- пляжевые (*beaches*).

IV. Мелководно-морские (*shallow-marine*):

- песчаные бары (*sand bars*);
- барьеры и лагуны (*barrier and lagoon*).

V. Морские (*marine*):

- шельфовые песчаные гряды (*shallow-marine sand ridges*).

VI. Глубоководно-морские (*deep-marine*):

- турбидитовые (*turbidity*).

Ассоциации обстановок по первым пяти группам приведены на рис. 4.2, в их взаимосвязи (парагенезе). Шестая группа (глубоководных морских отложений) не показана в том числе и потому, что само ее выделение для Западной Сибири пока не выглядит безусловным. Для облегчения понимания при сравнении с англоязычной литературой в представленной схеме ранжирования выделенных объектов приведены русские термины и их англоязычные аналоги. Седиментационные единицы, имеющие близкие идентификационные критерии, выделены одинаковым цветом. При их определении в керне

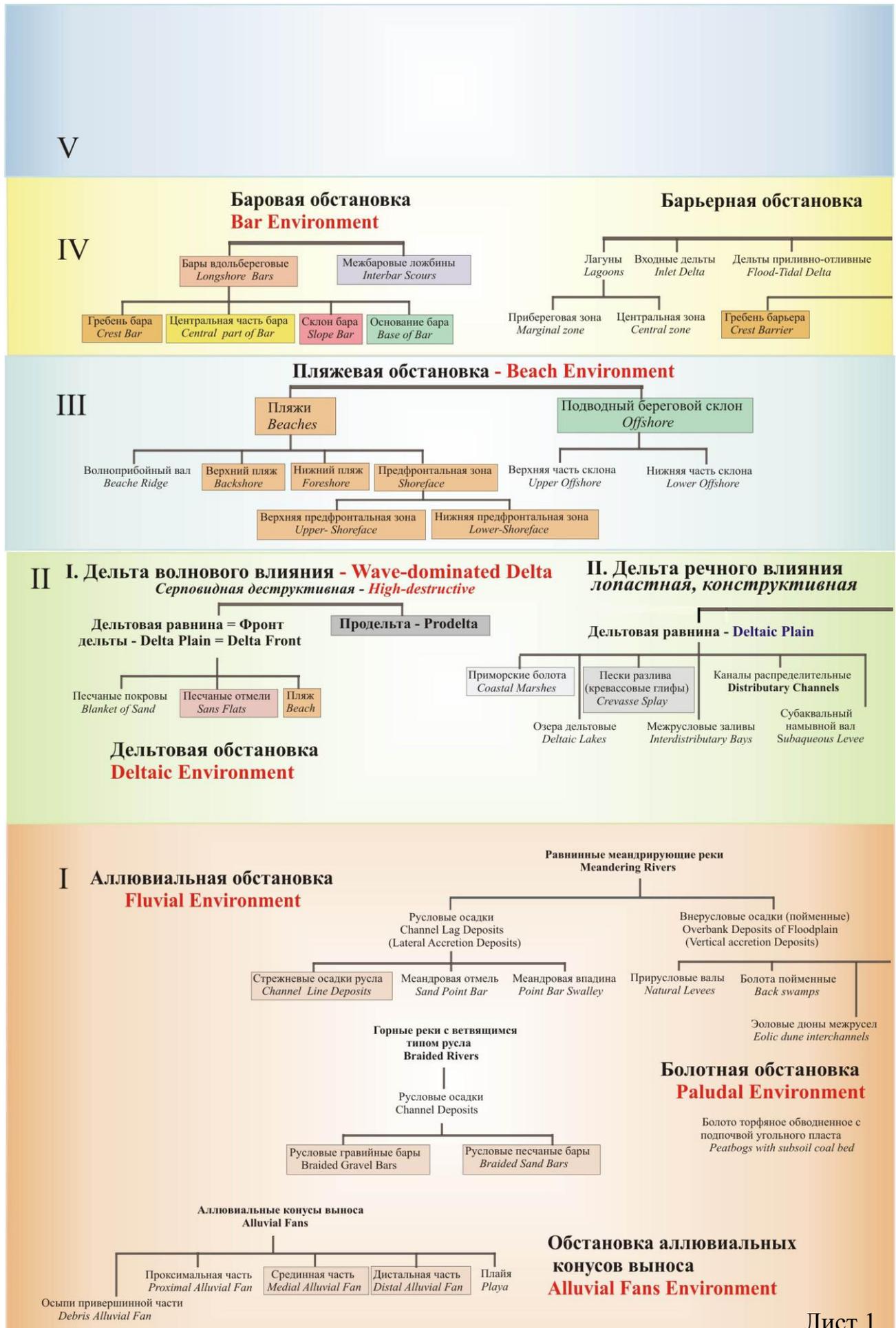


Рис. 4.2. Сводная схема обстановок седиментации

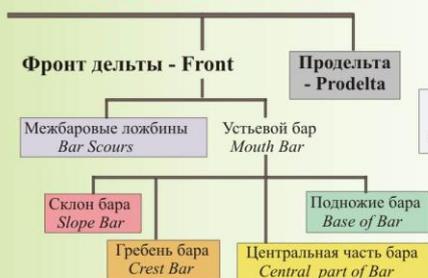
Обстановка седиментации шельфовых песчаных гряд Shallow-Marine Sand Ridge Environment



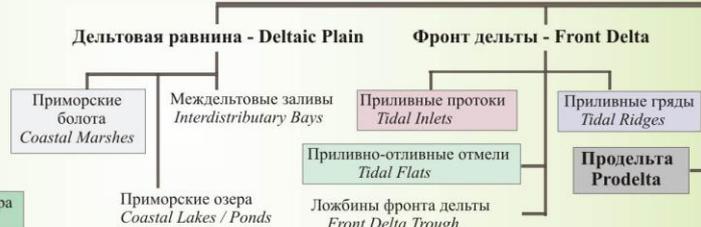
Приливно-отливная обстановка - Tidal Environment



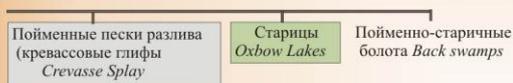
Fluvial-dominated Delta *high constructive delta*



III. Эстуариевая деструктивная дельта Tide-dominated Delta - *High-destructive delta*



- I - Континентальные обстановки
- II - Переходные (транзитные) обстановки
- III - Прибереговые обстановки
- IV - Мелководноморские обстановки
- V - Морские обстановки



Озерная обстановка - Lacustrine Environment



Лист 2

и фаций гумидного климата

скважин возможны определенные трудности, связанные с неоднозначностью выводов. В представленную систематику не вошли эоловые, ледниковые и вулканогенные обстановки осадконакопления, как не характерные для рассматриваемой климатической зоны седиментогенеза, но для которых на аналогичной основе может быть создана самостоятельная схема.

Разработанная систематика седиментологических объектов, слагающих природные резервуары областей гумидного климата, отображает сложную иерархию закономерно чередующихся литогенетических типов пород, формирующих наборы фациальных ассоциаций определенных терригенных обстановок седиментации. Соответственно, предлагаемая иерархия позволяет проводить седиментологические реконструкции в рамках определенных систем осадконакопления, представленных типовыми наборами природных резервуаров. Каждый из них представляет собой циклически построенную пространственно-временную систему, сформированную при определенном геотектоническом режиме и характеризующуюся набором определенных литогенетических типов пород, ограниченных рамками единого литоцикла и обладающих рядом первичных генетических признаков. Для каждой описанной обстановки седиментации выявлены диагностические критерии, позволяющие осуществлять генетическую идентификацию древних осадочных комплексов терригенного седиментогенеза.

Предложенная систематика может быть полезна для специалистов-нефтяников, изучающих древние фациальные последовательности, в которых морфология резервуаров практически не сохраняется в первозданном виде. Она не охватывает абсолютно все выделяемые природные объекты, но может служить предметом обсуждения для реализации как в изучаемых, так и еще не познанных геологических комплексах.

4.2. Фациальное расчленение отложений

Охарактеризовав общие представления о фациальном составе отложений, перейдем к характеристике изучаемой территории. Естественно, что она обладает конкретным, достаточно ограниченным набором обстановок. Отметим, что выше, в п. 2.1 для последней, четвертой, итерации на рис. 2.1 определена наша приверженность к фациально-циклическому анализу в его ставшем уже классическим понимании. В то же время мы не используем эту методику догматически. Наш подход к рассмотрению фациального состава отложений существенно отличается от предложенного для среднего карбона Донбасса – иначе попросту и не могло бы быть, при признании необратимой эволюции процесса седиментогенеза в геологической истории. В табл. 4.2 приведено сопоставление трех схем фациального расчленения терригенных внутриконтинентальных отложений (гумидный тип седименто(лито)генеза), в целом являющихся частной реализацией общей схемы, приведенной на рис. 4.2.

**Сопоставление схем фациального расчленения отложений
(без торфяных болот – углей, являющихся предметом самостоятельного рассмотрения)**

Таблица 4.2

Средний карбон Донецкого бассейна [23]			Угленосные формации в целом (гумидный тип седиментации [200])				Юрские терригенные отложения (угленосные толщи Северной Евразии [4])			
группа	фация		группа	название (сокращенно)	индекс	колич. фаций	колич. генетических типов	подгруппа	название	индекс
	название	индекс								
Аллювиальные	Песчаных осадков русла	АР	Предгорий и возвышенностей	Элювиальных осадков	ЭО	1	3		Делювиальных отложений	КД
	Песчано-алевритовых осадков поймы	АП	Делювиальных отложений	Делювиальных отложений	ДО	1	2		Проллювиальных отложений	КП
Болотные	Глинистых осадков заливающихся частей болот	БЗ	Аллювиальных отложений	Русловой аллювий	АР	4	10	Аллювиальная	Русловых отложений речных долин	АР
	Глинисто-алевритовых осадков заболоченных прибрежно-морских равнин	БП	Пойменный аллювий	Пойменный аллювий	АП	3	6		Пойменных отложений речных долин	АП
Переходные	Глинисто-алевритовых и песчаных осадков приморских озер	ПО	Озерных отложений	Слабоподвижного прибрежного мелководья	ОР	2	4	Озерная	Отложений открытых озерных водоемов	ОВ
	Глинистых осадков лагун и заливов	ПГ	Озерных отложений	Прибрежного мелководья	ОП	2	4		Отложений застойных и заболочивающихся озер	ОЗ
	Песчано-алевритовых осадков зоны волнистой ряби заливно-лагунного побережья	ПВ	Озерных отложений	Центральных и смежных частей	ОС	3	8		Отложений мелких прибрежных водотоков	КС
	Песчаных выносов рек (подводная часть дельты)	ПР	Озерных отложений	Заливающихся болот и заболоченных озер	ОЗ	3	6		Отложений заливно-лагунного побережья	БЗ
	Песчаных осадков пересыпей, кос и баров	ПП	Озерных отложений	Заболоченных пойм и озерно-болотных водоемов	ОБР	2	4		Отложений подводной части дельты	БД
Морские (кроме карбонатных)	Чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря	МВ	Прибрежных морских и удаленных глубоководных участков	Внутреннего шельфа (лагуны, слабоподвижное мелководье)	МЛ	3	6	Мелководно-бассейновая	Отложений полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья	БП
	Песчаных осадков зоны морских течений	МП	Прибрежных морских и удаленных глубоководных участков	Внешнего шельфа (подвижное мелководье)	МП	2	5		Отложений открытого подвижного бассейнового мелководья	БМ
	Алевритовых осадков материкового моря	МА	Глубоководных участков	Сильно подвижного открытого пространства (дельты)	МС	2	4		Отложений наиболее удаленной от побережья части бассейна	БУ
	Глинистых осадков материкового моря	МГ	Морского бассейна	Удаленных глубоководных участков	МУ	3	9		Сопоставление подводно-дельтовых отложений	

Крайняя слева схема в табл. 4.2 представляет собой фациальное расчленение отложений среднего карбона Донецкого каменноугольного бассейна, выполненное в ставшем классическим (см. выше) Атласе литогенетических типов..., 1956 г. [23]. В центральной части табл. 4.2 приведена классификация участника «донецкого» коллектива П. П. Тимофеева, предложенная в его последней (к сожалению) работе 2006 г. [200]. Она в основном наследует наиболее известное фациальное расчленение отложений Южной Сибири, выполненное в двухтомной монографии 1969-1970 гг., удостоенной Государственной премии СССР [198, 199]. Некоторым «внутренним» отличием этих двух схем П. П. Тимофеева является лишь то, что выделяемые им ранее *макрофашии* «руслового аллювия (АР)», «отложений открытого подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна или ЭМБ (БМ)» и др. теперь переведены в ранг *подгрупп* (см. табл. 4.2). Сути это принципиально не меняет, и к принципиальным «внешним» отличиям двух указанных схем П. П. Тимофеева от первоначальной, «донецкой» можно отнести два. 1. «Повышение уровня» генетических единиц, понимаемых под «фацией» и «литогенетическим типом»: если, к примеру, в «донецкой» работе русловый аллювий рассматривался как *фашия*, то П. П. Тимофеевым – вначале как *макрофашия*, а в последние годы – даже как *подгруппа* (см. табл. 4.2). Соответственно, на одну ступеньку в этой иерархии поднят уровень литогенетического или генетического (по П. П. Тимофееву) типа – от такового в схеме по Донбассу до фации у П. П. Тимофеева (см. табл. 4.2). 2. Значительное увеличение внимания к озерным отложениям (в частности, выразившееся в подробности их расчленения) при отказе от выделения осадков «переходных» обстановок.

Схема расчленения терригенных отложений, разработанная на материале многих угленосных толщ Северной Евразии [4] и апробированная при изучении тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района Западной Сибири [188], приведена в правой части табл. 4.2. Достаточно очевидно, что в ней учтены преимущества предыдущих схем: равномерность охвата обстановок (в том числе имеющих «переходный» облик) «донецкой» классификации; самостоятельность и значимость озерного палеоландшафта и необходимость повышения «статусности» или уровня организации генетических подразделений в классификации П. П. Тимофеева. Частным, но возможно небезынтересным заверочным элементом может служить количество достаточно уверенно распознаваемых обстановок осадконакопления: в «донецкой» схеме их было 41 (на уровне литогенетических типов), а в нашей – 42 (но на уровне фаций) (см. табл. 4.2). Отметим, что такое (не преднамеренное – !) сходство наводит на некоторые размышления, которые могут представить и практическое значение для фациальных реконструкций. Они сводятся к следующему. 1. Главным их итогом является то, что указанное количество выделяемых генетических единиц может рассматриваться как близкое к *оптимальному*. Действительно, их увеличение делает априорно трудноверифицируемым получаемые результаты – примером служит уже диагностика озерных отложений, предлагаемая П. П. Тимофеевым (см. табл. 4.2). Различить 10 фаций, а тем более – 22 (!) генетических типа только в группе озерных отложений за-

труднительно даже для опытного седиментолога. 2. При изучении какого-то конкретного объекта, комплекса отложений набор обстановок, подлежащих распознаванию, сводится к какой-то части из общего перечня. Примером являются отложения тюменской свиты Шаимского НГР Западной Сибири. При их детальном изучении при полномерном керне было однозначно установлено преобладание озерно-аллювиального комплекса осадков в нижней части свиты и прибрежно-бассейнового – в верхней. В каждом случае, при непосредственной документации керна, распознаванию подлежат 15-20, а еще чаще – только 8-12 обстановок осадконакопления (фаций). При этом большую трудность представляет опасность совершить *грубую* ошибку, заключающуюся в неправильном определении *комплекса* отложений. *Частная* же погрешность (ошибка в установлении соседствующих фаций) легко устраняется на следующем этапе фациально-циклических исследований. 3. Своеобразной заверкой двух первых позиций служит постановка работ по отдельным горизонтам (комплексам), изучаемым в процессе решения задач, стоящих перед нефтегазовой литологией. Практически всегда локальный отбор керна уже сам по себе ограничивает набор обстановок, предусматриваемых к выделению. Это в полной мере относится и к исследованиям, описываемым в представленной работе.

С учетом высказанных соображений, схема фациального расчленения отложений верхней части викуловской свиты Красноленинского НГР представлена в табл. 4.3. Для групп обстановок II – V она полностью наследует схему, апробированную на отложениях тюменской свиты Шаимского НГР [188], наполняясь новым содержанием, что будет показано в следующем разделе. Отложения группы I, относящиеся к континентальной обстановке (см. табл. 4.2), нами при изучении викуловской свиты на Восточно-Каменном месторождении не установлены. Однако они вероятнее всего присутствуют на соседних территориях, поэтому мы «зарезервировали» для них место, выражаясь образно, «на вырост», то есть имея в виду расширение ареала фациальных реконструкций, в т. ч. и другими исследователями.

Рекомендуемая индексация обстановок имеет отчетливый трехуровневый и соответственно трехбуквенный характер, что в целом наследует принципы, заложенные в фациально-циклическом анализе (см. табл. 4.2). Первая буква обозначает группу (либо набор групп), а иногда и подгруппу. В нашем случае мы не сочли необходимым менять устоявшуюся аббревиатуру, и, за редким исключением, это литера Б, обозначающая приемный эпиконтинентальный морской бассейн. Литера А обозначает аллювиальный комплекс, а К – континентальные условия седиментации. Вторая литера соответствует какому-либо слову из названия макрофации (в основном имеющему «ключевой» характер), а третья – по тому же принципу – из названия конкретной фации. Таким образом, уже сам индекс часто имеет закодированное генетическое содержание. Например, БПВ расшифровывается как отложения **ват**тов **полуизолированного бассейнового мелководья**, а БМБ – **баров открытого, подвижного мелководья бассейна**.

Таблица 4.3

Схема фациального расчленения отложений

Группа (см. рис. 4.2)	Макрофация		Фац и я		индекс обозначения	
	название	индекс обозначения	название	индекс обозначения		
I	Отложений руслового (устьевого) аллювия	АР		Без расчленения		
	Отложений мелких прибрежных водотоков	КС		Без расчленения		
	Отложений заливно-лагунного побережья	БЗ		Без расчленения		
II	Отложений подводной части дельты	БД		Гравийно-песчаных (пуддинговых) осадков оснований конусов выноса рек	БДП	
				Гравийно-песчаных осадков центральных частей конусов выноса рек	БДЦ	
				Песчаных осадков конусов выноса рек	БДД	
				Алеврито-песчаных осадков передовой части дельты	БДА	
III	Отложений полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья	БП		Глинисто-алевритовых осадков приморских озер	БПО	
				Алеврито-глинистых и карбонатных осадков малоподвижного мелководья	БПП	
				Глинисто-алевритовых осадков приливо-отливной зоны (ватты)	БПВ	
				Алеврито-песчаных осадков малых аккумулятивных форм (косы, пересыпи)	БПК	
IV	Отложений открытого подвижного бассейнового мелководья	БМ		Песчано-алевритовых осадков малоподвижного мелководья	БПА	
				Переслаивание глинисто-алеврито-песчаных осадков подвижного прибрежного мелководья (малые аккумулятивные формы)	БММ	
				Песчаных осадков сильноподвижного мелководья (аккумулятивные формы: бары, косы, пересыпи)	БМБ	
V	Отложений наиболее удаленной от побережья части бассейна	БУ		Алеврито-песчаных осадков подвижного мелководья	БМП	
				Песчано-алевритовых осадков открытой части бассейна	БУТ	
				Алеврито-глинистых осадков открытой части бассейна	БУГ	
				Глинисто-карбонатных осадков открытой части бассейна	БУК	

Возвращаясь к началу раздела, отметим, что все проанализированные схемы имеют отчетливый линейный характер, в то время как само понятие «фа́ция» предполагает палеогеографическое, ландшафтное содержание, то есть рассматривается в *площадном*, двухмерном пространстве (что и было показано на рис. 4.2). Такое проецирование площадного распространения в линию, естественно, обедняет генетические реконструкции, но представляется неизбежным для реализации следующего этапа реконструкций – построения колонок скважин.

4.3. Описание фаций

Переходя к конкретной характеристике обстановок осадконакопления изучаемого разреза, приведем развернутую цитату из заключения по книге Г. - Э. Рейнека и И. Б. Сингха, перевод которой ровно тридцать лет является настольным руководством для отечественных седиментологов [165, с. 403].

«Несомненно, настоящее есть ключ к прошлому, но применимость этого ключа ограничена, так как многие условия осадконакопления в геологическом прошлом были уникальны и не существуют в настоящее время, а если и существуют, то проявляются не в той же мере и не с той же эффективностью. (1)

...

В геологическом прошлом существовали периоды, значительно более стабильные по сравнению с нашей эпохой. Так, например, общеизвестно, что юрский и меловой периоды характеризовались сравнительно более стабильными условиями по сравнению с существующими в настоящее время. Отсюда вполне вероятно, что по морфологии и пространственному развитию отложения этих периодов могут не иметь аналогов в современных обстановках осадконакопления. (2)

...

Тем не менее принцип униформизма (принцип актуализма) безусловно имеет определенную ценность и широкое применение. Сравнением древних и современных осадков давно установлено, что физические и химические законы, определяющие процессы осадконакопления, остаются постоянными в течение всей геологической истории. *И в древних, и в современных осадках при сходных гидродинамических условиях развиваются одинаковые первичные осадочные текстуры* (курсив наш. – Авт.). (3)

Однако, создавая на основе изучения современных осадков модели обстановок осадконакопления, каждый исследователь встречается с большими затруднениями в связи с уникальностью четвертичного периода, которая, естественно, отражается и на характере осадконакопления в пределах тех или иных современных обстановок.

...

Хорошей иллюстрацией сказанного являются отложения континентального шельфа. Только небольшая часть современных континентальных шельфов покрыта сегодня новейшими образованиями. Большая часть их занята реликтовыми и палимпсестовыми осадками. В геологическом же прошлом мы имеем примеры широкого развития мощных отложений континентальных шельфов, которые, должно быть, формировались в более благоприятных условиях» (4)

Нетрудно заметить, что тезис (1) взаимодополняет тезис (3), что собственно и было рассмотрено в п. 2.1 и 4.1. Значимость *текстурных* исследований (см. курсив в 3-м тезисе) анонсирована нами в п. 3.3. Специфичность древних обстановок осадконакопления подчеркнута в тезисах (2 и 4), которые опять-таки взаимодополняют и последовательно развивают друг друга.

Вооружившись такой верификацией методологии наших исследований, перейдем к конкретной характеристике выделяемых фаций.

Отложения руслового (устьевого) аллювия – макрофагия AP

Практически под таким названием (алеврито-песчаные осадки приустьевых частей русел прибрежно-континентальной равнины и морского побережья – АРУ) фация выделена в работе П. П. Тимофеева [200]. В работах В. Ф. Шульги по раннекарбонному угленосному Львовско-Волынскому бассейну традиционно выделяется фация песчаных и алевритовых осадков устьев и низовьев рек (Ур), с двумя подфациями – интенсивных течений (Ури) и ослабленной деятельности вод (Уро) [126 и др.]. В исследованиях по юрским терригенным отложениям Северной Евразии (см. табл. 4.2) выделяется обычно труднораспознаваемая фация песчаных осадков приустьевых частей равнинных рек (АРД) [4]. Одним из ее индикативных признаков являются «плавающие» хорошо окатанные гальки, нередко концентрирующиеся цепочками или «свалом» в достаточно хорошо сортированном матриксе.

Уже из выполненного беглого перечисления видно, что основным признаком выделения данной фации является ее палеогеографическое расположение между собственно русловым аллювием и непосредственно подводной частью дельты. Получается, что четкими конститутивными признаками для самоидентификации фация не располагает. Таковую лакуну может заполнить рассмотрение *эстуариевой* (s. l.) обстановки, внимание к которой существенно активизировалось в последнее десятилетие, в том числе (и не в последнюю очередь) именно для викуловской свиты Красноленинского месторождения.

Собственно эстуариевые обстановки для древних условий осадконакопления рассматриваются двояко – либо внутри дельтовой группы, как это и показано на рис. 4.2, либо среди прибереговых, преимущественно приливно-отливных отложений [137, 155]. Это отчетливо следует из модельного изображения эстуариевых систем (рис. 4.3). При общей, принципиальной моде-

ли, показанной на схеме А, реализация ее может происходить либо в потоковом, близком к собственно дельтовому (В), либо в волновом (С) вариантах.

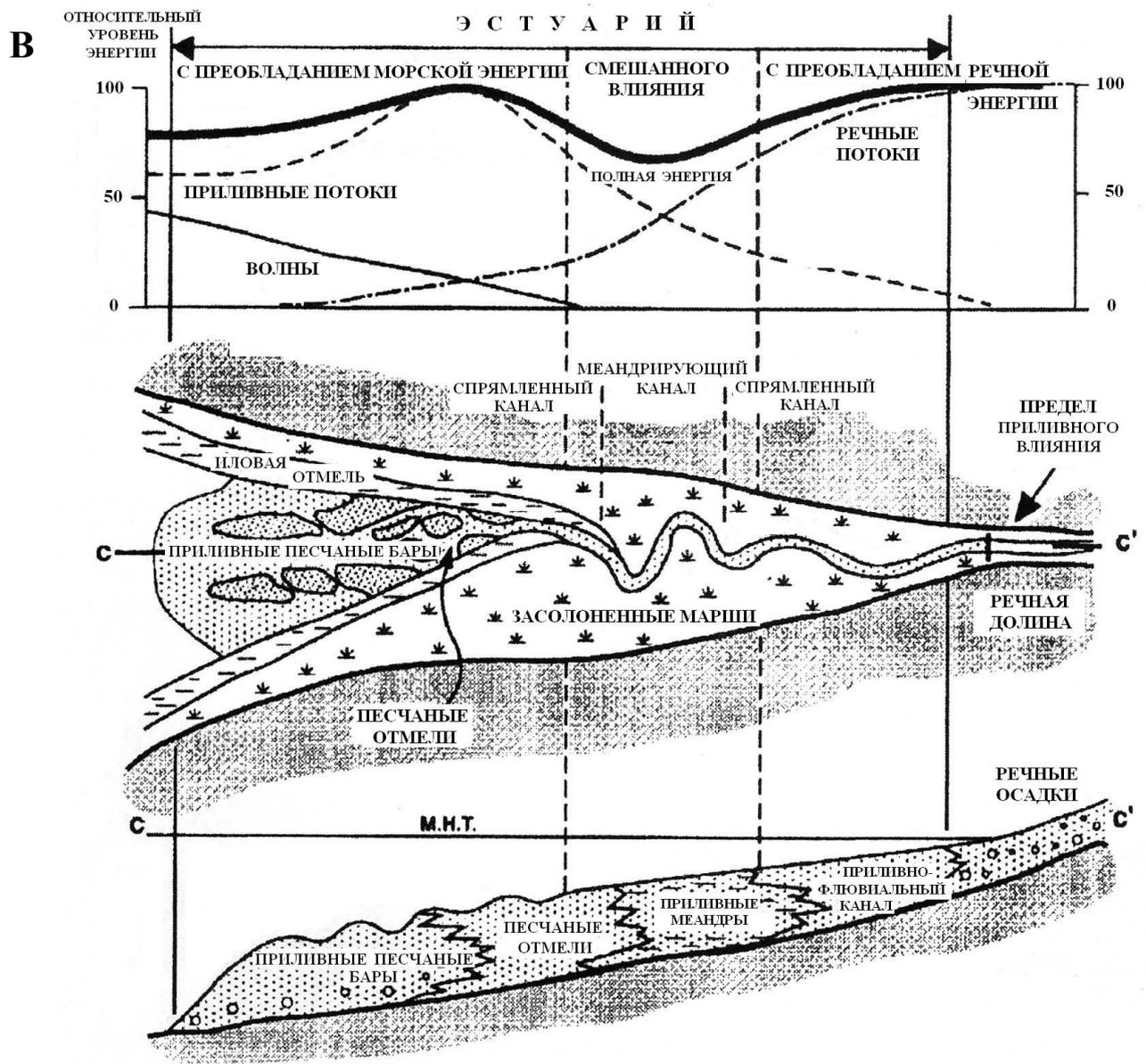
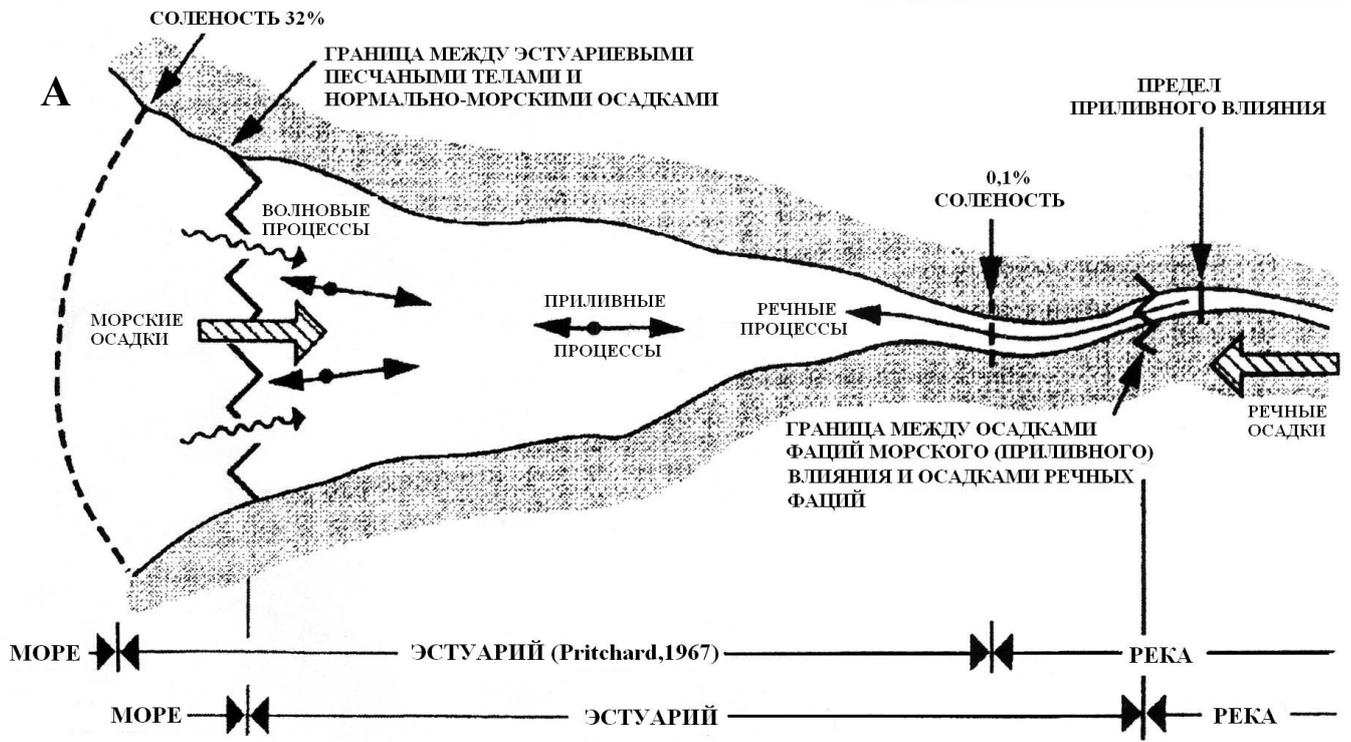
Данные отложения выделены сотрудниками ТНК на территории собственно Каменного месторождения [143-145], и о них пойдет речь в последующих главах. Нами при изучении керн скважин восточной части Красноленинского месторождения (см. табл. 2.2) такие обстановки не идентифицированы, что совершенно не исключает их обнаружения при дальнейших работах.

Отложения мелких прибрежных водотоков (макрофация КС)

При выделении данной макрофации для юрских терригенных (угленосных) отложений мы сразу отметили ее своего рода «дуалистичность» [4]. Она заключается в том, что, с одной стороны, породы как бы «в миниатюре» наследуют все основные признаки, присущие русловому и пойменному, «настоящему» аллювию (см. табл. 4.2). С другой же стороны, они не привязаны к четкому руслу, характерному для крупных равнинных рек, закрепленных устойчивыми во времени берегами. Тем самым они сходны с перстративным аллювием Е. В. Шанцера, но мигрирующим не внутри (поперек) русловой долины, а внутри (и тоже поперек) выровненного побережья. Таким образом, осадки данной макрофации во многом «смыкаются», стыкуются по своему облику и месту формирования с русловыми протоками, рассекающими приливно-отливные отмели. В частности, они хорошо описаны в работе [165] для современных отложений. В качестве примера в этой и других сводках обычно приводится район Нордегрюнде (Северное море), близ эстуария р. Эльбы (рис. 4.4). Для него отмечается следующее: «В сублиторальной зоне имеются русловые промоины. В заливаемой приливами низине они узкие и расширяются в направлении открытого моря. В приливно-отливной полосе они имеют ширину около 1 км, а в самом конце достигают ширины 3 км. Глубина русловых промоин довольно изменчива, местами до 20 м» [165, с. 311]. Скорость их перемещения по латерали существенна и составляет до десятков метров в год (ср. с перстративным аллювием! – см. выше).

В контексте указанного данные отложения весьма близки к эстуариям малых водотоков, что и следует из их описания (см. рис. 4.4). Однако, с учетом специфики *древних* обстановок осадконакопления (см. начало раздела: тезисы 2, 4), мы полагаем, что они несли в большей степени функцию именно *сноса* материала, поступающего с пологих возвышенностей, нежели его последующего перераспределения, несомненно, имеющего место.

В плане перечисленного отложения макрофации КС тесно связаны латерально с поверхностным стоком по сети приливных желобов, рассмотренных, в частности, в п. 3.3 (см. рис. 3.15). Эти желоба работают подобно артериям и венам, при приливе направляя воду на приливную отмель, а при отливе концентрируя ее сток. Кроме того, по желобам идет сток дождевой воды, выпадающей на приливно-отливную отмель при отливе или невысоком приливе [137, с. 242].



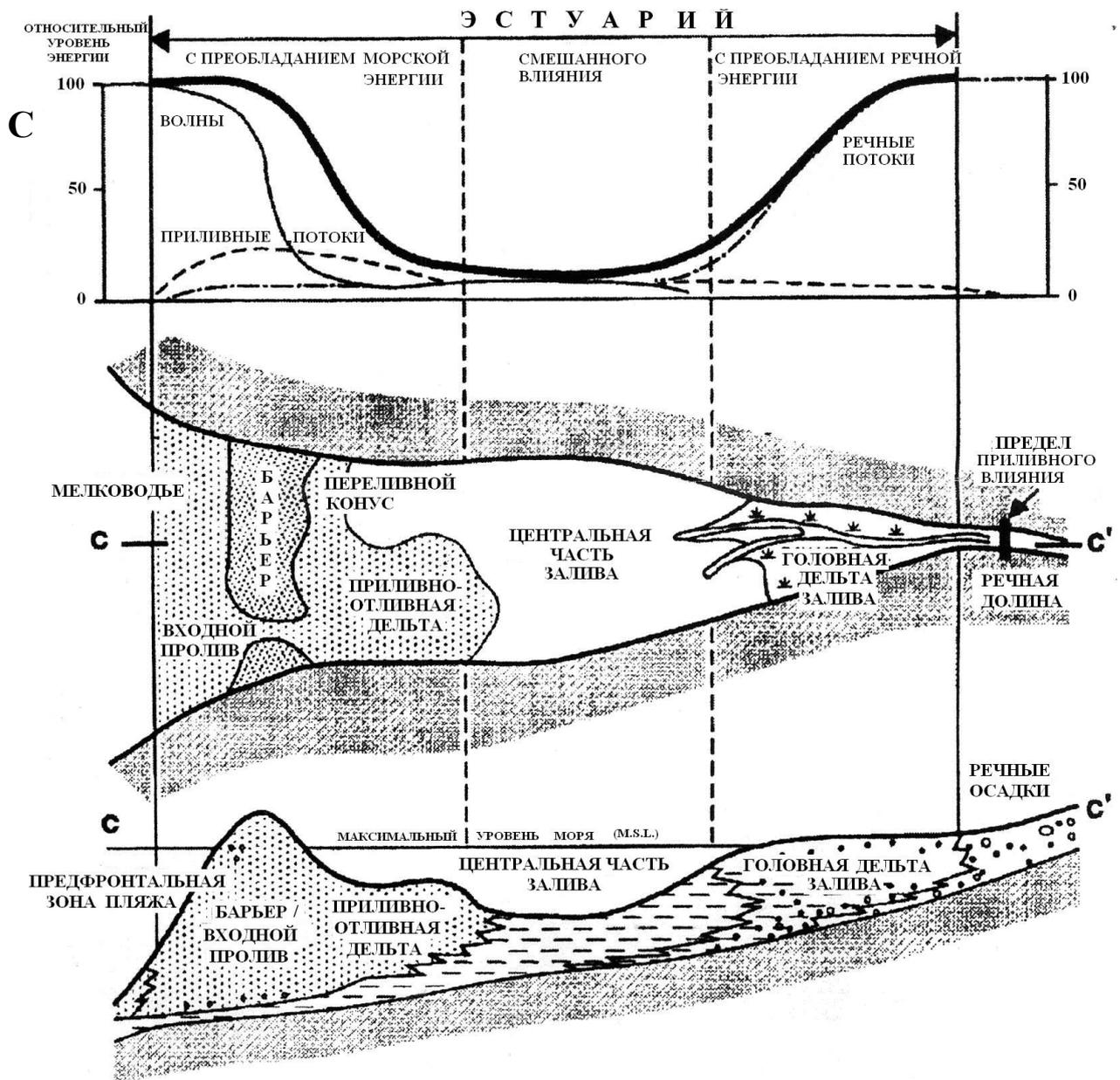


Рис. 4.3. Эстуариевая система (Estuary systems): по Dalrymple et. al., 1992 [238]:

- А – общая схема;
- В - преобладание потокового (течениевого) переноса;
- С - преобладание волнового перемещения

Изображения образцов, характеризующих макрофазию КС, приведены в фототабл. I. В последующем, при большем объеме фактического материала, вполне вероятным видится выделение двух самостоятельных фаций (как для «классического» аллювия – двух макрофаций: см. табл. 4.2). Тогда их характеристика, вероятнее всего, будет близка к сделанной для макрофации КС тюменской свиты Шаимского НГР [188, с. 106].

Фототаблица I. Отложения мелких прибрежных водотоков (макрофация КС)

Фиг. 1. «Книжный» разворот образца: изображение параллельных плоскостей распила через 2 см. Верхние $\frac{2}{3}$ (выше верхней сплошной стрелки) – песчаник мелкозернистый, довольно плохо сортированный, с прерывистой косоволнистой слоистостью (рябью) течения (направление показано стрелкой сверху). Довольно большое количество литокластов алевритового состава, недалежного переноса (L).

Между сплошными стрелками – сложная серия крупнозернистого алевролита (темное) с линзами и слоями тонкозернистого песчаника (светлое). Серия «переходного» облика, что подтверждает верхняя хорошо сортированная серия тонкозернистого песчаника (между двумя стрелками по крайнему правому срезу образца). Здесь виден неглубокий размыв (R) верхним, потоковым материалом.

Данная серия с явным переотложением диастемального характера залегает на тонкомелкозернистом довольно хорошо сортированном песчанике с прерывистой косоволнистой (флазерной) слоистостью, подчеркнутой небольшим количеством растительного аттрита.

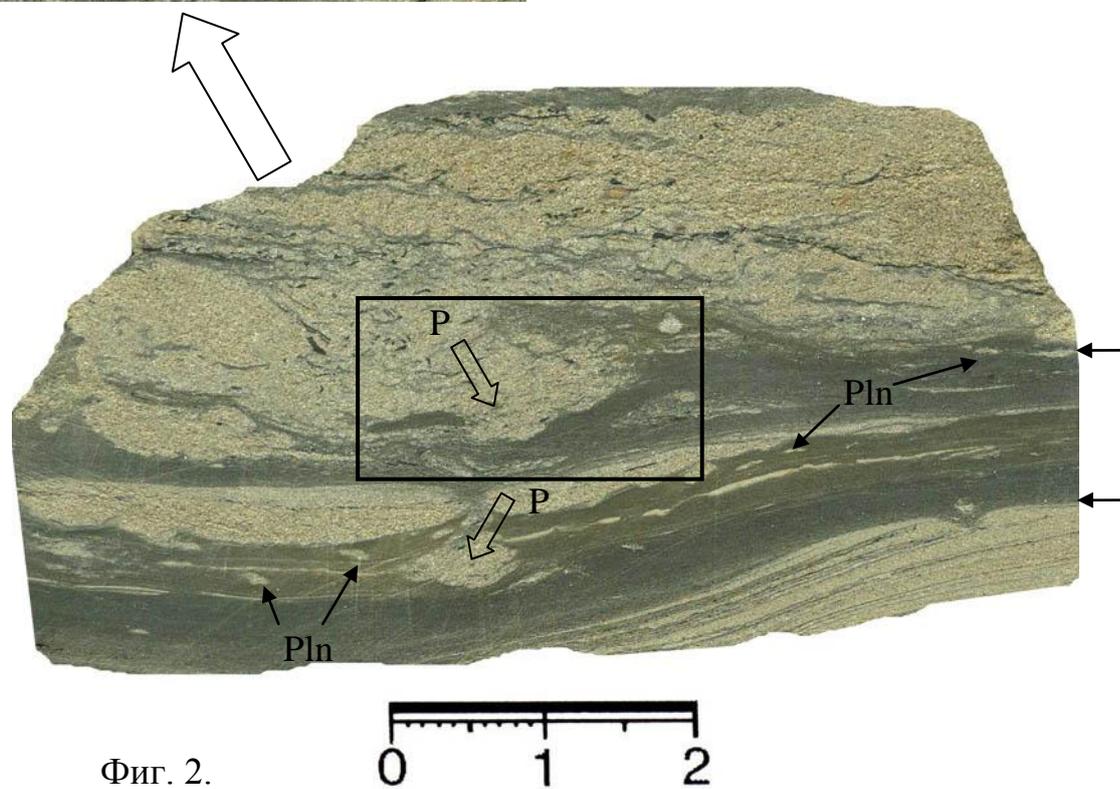
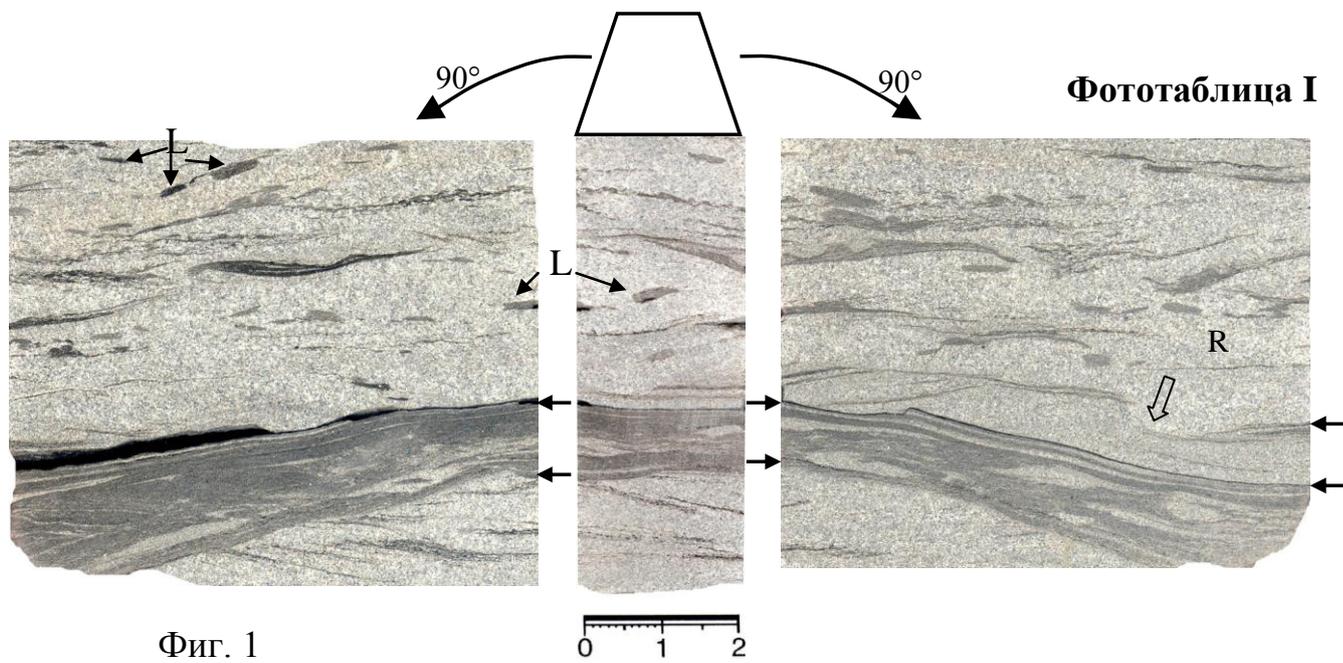
Скважина 316, глубина ≈ 1476 м

Фиг. 2. Верхняя часть – тонкозернистый песчаник со средней сортировкой материала и высокой динамичностью потоковой среды осадконакопления. Последняя выражена в перемыках, нарушенности первичной (косоволнистой – ?) слоистости, спутанно-волокнутой текстуре. Довольно много тонкого, иногда грубого растительного детрита.

С интенсивным взмучиванием, особенно хорошо видным на увеличенном фрагменте, залегает на серии мелкозернистого алевролита (темное). Последняя, выделенная на правом срезе двумя стрелками, расщепляется на две самостоятельные, которые разделены тонким хорошо сортированным песчаным прослоем. Через него и верхнюю алевритовую серию слоев в сингенетическую стадию протек материал из самого верхнего слоя (P). Следы Planolites (Pln).

Самая нижняя часть (только справа) – хорошо сортированный тонкозернистый песчаник ($\Phi \approx 4$) с тонкой косоволнистой слоистостью.

Скважина 203, глубина ≈ 1452 м



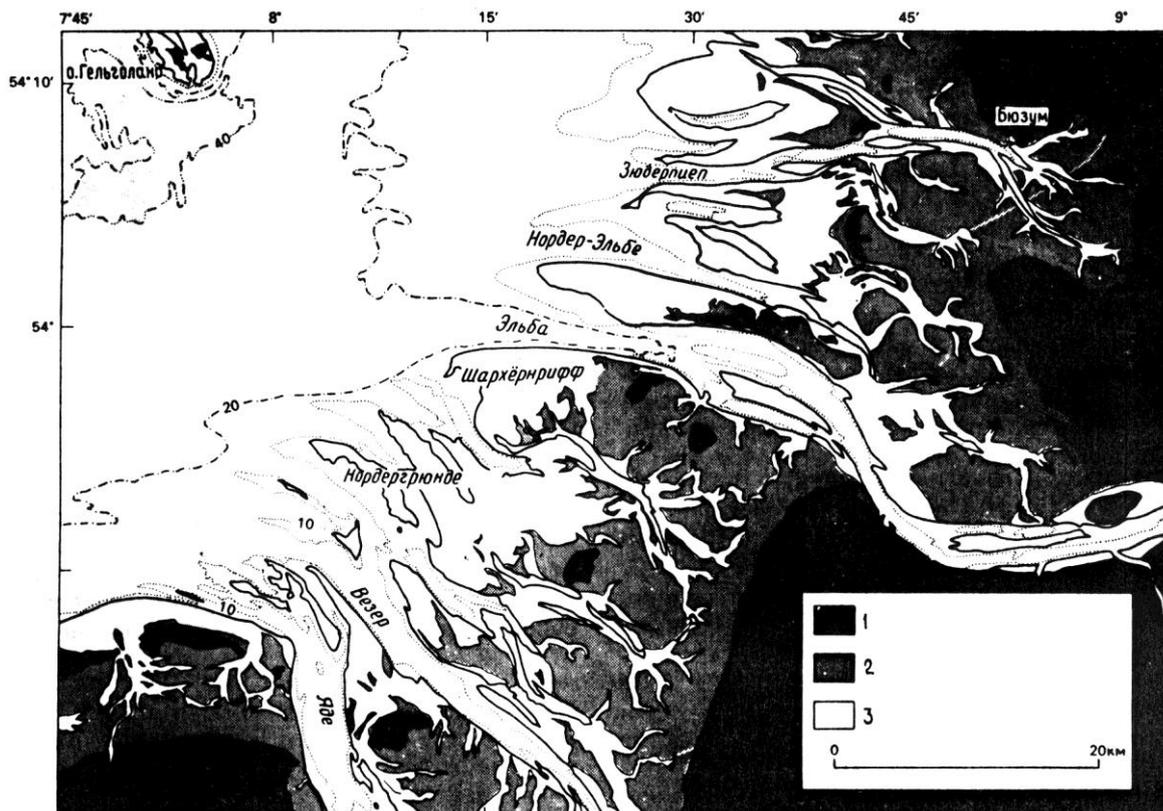


Рис. 4.4. Литоральная и sublиторальная отмели, рассеченные эстуариями, Гельголандская бухта, Северное море (Reineck Н. Е. and Singh I. В., 1973):

1 – материк; 2 – литоральная зона; 3 – 0-6 м (из работы [155, с. 230])

Фация КСР. Преимущественно мелко-среднезернистые плохо сортированные песчаники с косой и косоволнистой, сильно срезанной слоистостью.

Фация КСП. Алевролиты средней сортированности и «усредненных» диагностических признаков. Главный из них – парагенез с прибрежно-бассейновым (реже – прибрежно-заливовым) мелководьем.

Отложения заливно-лагунного побережья – макрофация БЗ

Данные отложения весьма трудны для диагностики. Действительно, их формирование связано с некоторой водной акваторией – но остро встает вопрос – с какой? Для внутриконтинентальных бессточных водоемов – озер – вопрос решается по их преимущественно небольшой площади; парагенезу с аллювием; миграции озерных котловин внутри континента. Для обширных бассейнов – по общей глубине осадконакопления в открытой части, тем или иным способом обнаруживающей связь с Мировым океаном. Заливы же имеют явно промежуточное, *переходное* положение. Это было тонко подмечено уже в Атласе..., 1956 г., где был особо отмечен своего рода «анти»признак рассматриваемых осадков: «Общим для всех пяти (переходных. –

Авт.) фаций является то, что основные диагностические признаки пород, выражающие эти фации, представляются *промежуточными* (курсив наш. – *Авт.*) между соответствующими признаками, свойственными породам континентальных и морских фаций» [22, с. 68]. Затруднительность диагностики рассматриваемых отложений следует и из общей характеристики фаций (см. табл. 4.2): они здесь выделены только «внутри» дельтовых комплексов, относящихся к группе переходных обстановок.

Одновременно укажем, что с подобным подходом был резко не согласен видный геолог-угольщик Г. А. Иванов. Отстаивая *лагунно-баровую* концепцию углеобразования, детальнейшим образом разработанную на примере Печорского угольного бассейна, он дал следующее определение: «Под лагуной, в узкой трактовке этого термина, мы понимаем прибрежный участок моря (или другого бассейна), который в силу тех или иных причин изолирован от открытого моря (водоема), но сохраняет с ним водную связь» [105, с. 128]. Г. А. Иванов подчеркнул особое значение важного геохимического признака идентификации лагун – по сути из разряда индикативного (см. п. 2.2 и введение к гл. 3), здесь он переходит в конститутивный. Своеобразная геохимическая водная среда (угольных) лагун, т.е. заливов, «... определяется взаимодействием двух факторов: 1) составом пресных вод, поступающих с континента, которые, проходя через торфяники, сильно обогащаются *железом*, и 2) составом вод, богатых *кальцием* и в меньшей мере *магнием*, поступающих из открытого моря через бар и толщу песчано-галечных его образований (при подводном его положении) или через *каналы-проливы* (последний курсив наш. – *Авт.*) (при надводном положении бара)» [105, с. 135]. Дополним, что именно наличие сидеритовых конкреций (в т. ч. поясковых и «недоразвитых»), при их хорошей визуальной распознаваемости, и делает данный признак почти конститутивным (см. выше).

Таким образом, для макрофации БЗ присущи все признаки, характерные для замкнутых водоемов седиментации, в особом контрастном сочетании, вызванном, как правило, небольшими толщинами слоев. Особым признаком, относящимся уже к установлению парагенеза, является установление протоков, или проливов, которые отделяют самостоятельный (не внутридельтовый или междрукавный – !) залив с приемным водоемом. Последние открывают залив или отшнуровывают его, в том числе в благоприятных условиях – попеременно. Общая схема лагуны (залива) и песчаного барьера приведена на рис. 4.5, а пример активноволновых осадков – на рис. 4.6.

При изучении юрских терригенных (угленосных) отложений для макрофации отложений заливно-лагунного побережья (БЗ) мы выделяем **три** фации:

- глинисто-алевритовых осадков полуизолированных частей побережья заливов и лагун (БЗП);
- песчано-алевритовых осадков прибрежных частей заливов (БЗА);
- алеврито-глинистых и карбонатных осадков центральных частей заливов и лагун (БЗГ).



Рис. 4.5. Схема лагуны (залива) и песчаного барьера [179, с. 509]

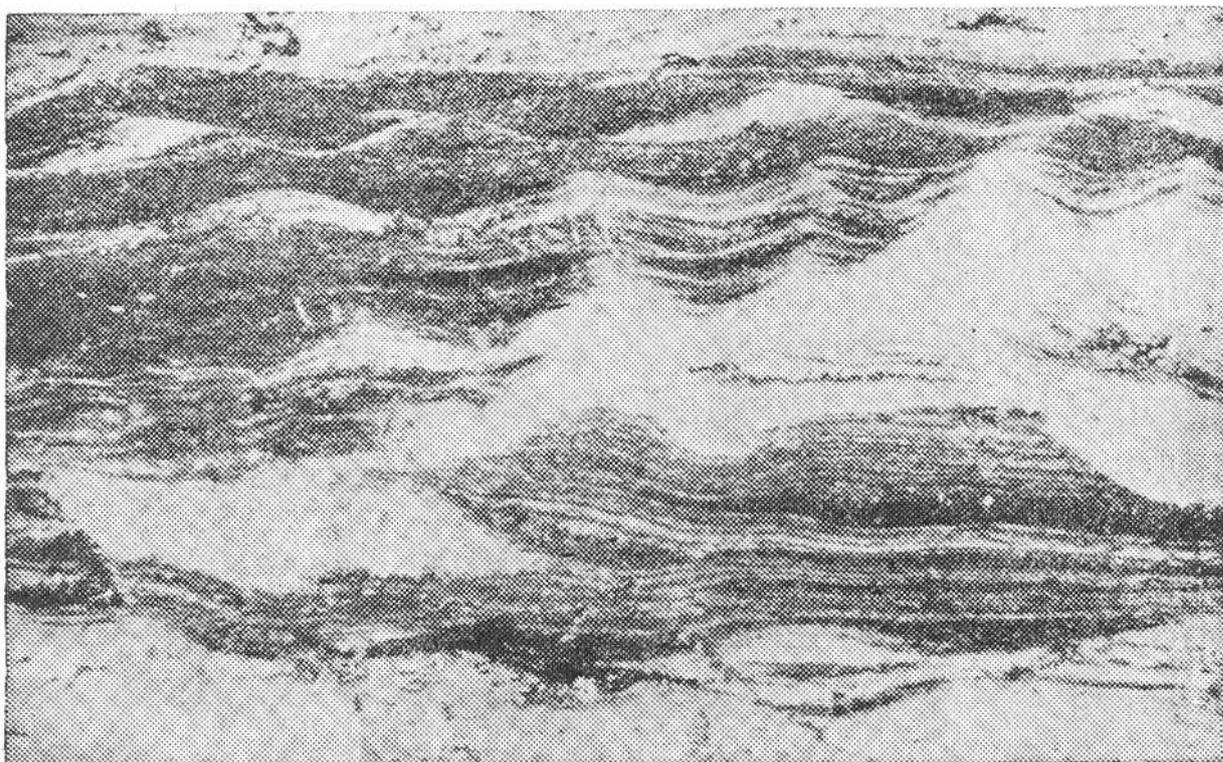


Рис. 4.6. Лагунные осадки с волновой рябью, отложения Алмере, Нидерланды [165, с. 341]

Поскольку отложения макрофазии БЗ в изученном разрезе нами установлены лишь спорадически, в фототабл. II показаны образцы лишь с достаточно примерной диагностикой. В целом так же, как и для предыдущей макрофазии КС, подобная характеристика дается в большей степени «на вырост», для использования при изучении большего объема материала.

Фация БЗП. Весьма стабильные наиболее тонкозернистые отложения («алевроаргиллиты» с преобладающим значением Φ на уровне 6-8). Обычны ритмиты, частые заболачивания, горизонтальная (в т. ч. скрытая) слоистость. Иногда при застойности – текстуры взмучивания (фиг. 1), механизм формирования которых показан на рис. 4.7. Характерный признак – «поясковая» сидеритизация, конкреции. Нередко слагают весьма мощные интервалы (до 10-15 м). Часто трудно различимы «внутри» фации БЗП (фиг. 2, 3).

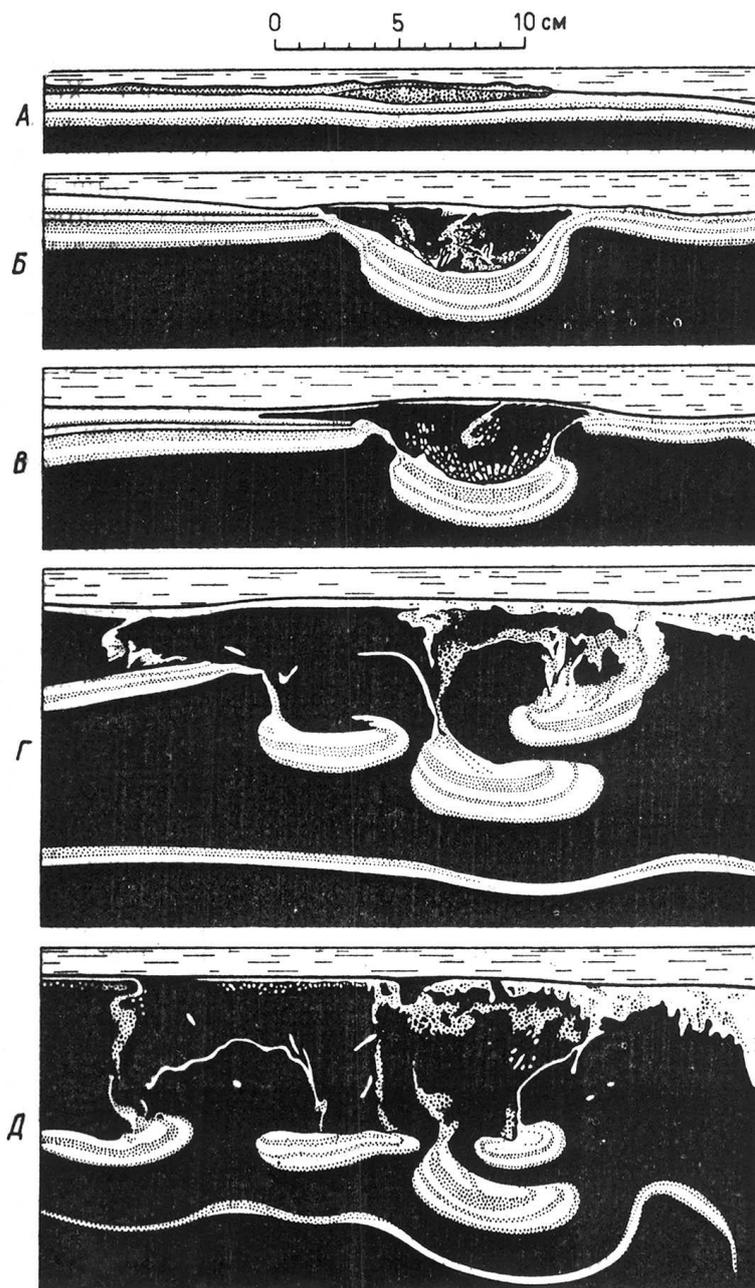


Рис. 4.7. Шаровые и подушечные текстуры, полученные в лабораторных условиях (Kuennen, 1958: из [159, с. 334])

Фация БЗА. Достаточно сложный комплекс слойков и прослоев алевролитов – тонко(мелко)зернистого песчаника (фиг. 4), отражающий существенно различающиеся локальные геоморфологические участки: активное побережье, «обратные» конусы небольших выносов, собственно протоки или перемычки соединения с бассейном. «Средние» параметры по всем показателям – от сортировки до размерности растительного материала.

Фототаблица II. Отложения заливно-лагунного побережья (макрофация БЗ)

Фиг. 1. «Книжный» разворот образца (так же, как и фиг. 1 в фототабл. I). Алевролит мелкозернистый, в целом стабильной осадки. Текстура от массивной до тонкой пологоволнистой (самая верхняя часть образца). В ней наблюдается достаточно мощная послойная оплывина, имеющая концентрический облик и «срезаемая» послойным перемещением оживленного материала (стрелка S). На контакте серий (указанная выше смена текстур) – внедрения в тиксотропную среду хлопьевидных обломков (светлое – крупнозернистый алевролит), формирующее перистую косоволнистую слоистость.

Скважина 318, глубина 1493,2 м (прослой)

Фиг. 2. Алевролит мелко-крупнозернистый, довольно хорошей садки. Попеременно-направленное чередование серий слойков пологоволнистой слоистости с толщиной около 1 см, в верхней части (выше двойной стрелки) выполаживающееся. В нечетных сериях – начальная стадия формирования лингульной слоистости.

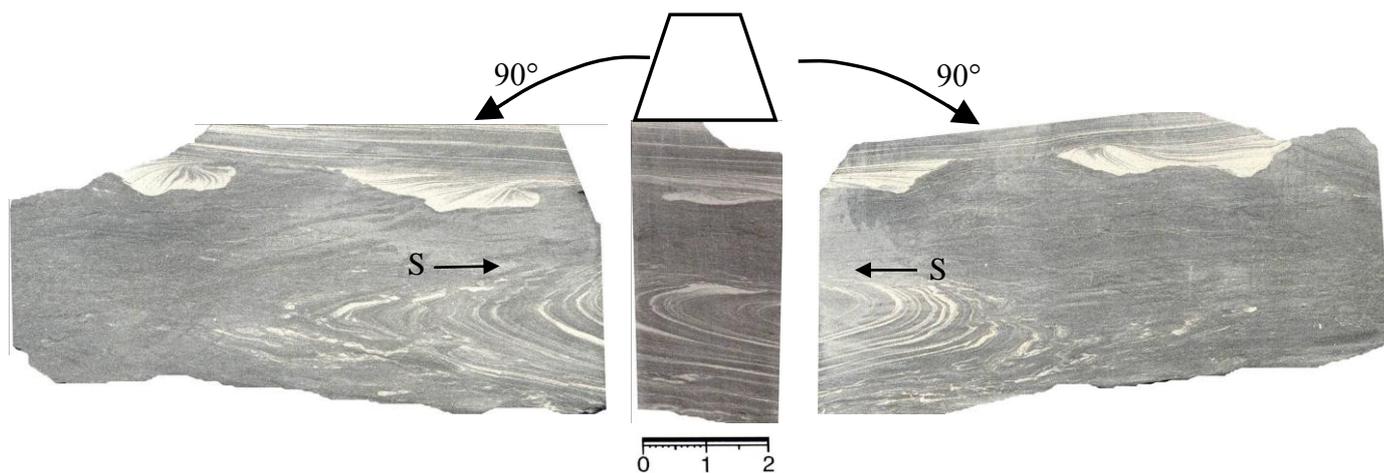
Скважина 327, глубина 1471,7 м

Фиг. 3. Алевролит мелкозернистый, со слабо неотчетливыми оплывинами по первично слабодифференцированному наслоению. В верхней левой части – двухэтапное (граница по стрелке) внедрение осветленной крупнозернистой алевритовой «инъекции» в оживленный слабодиагенезированный слой.

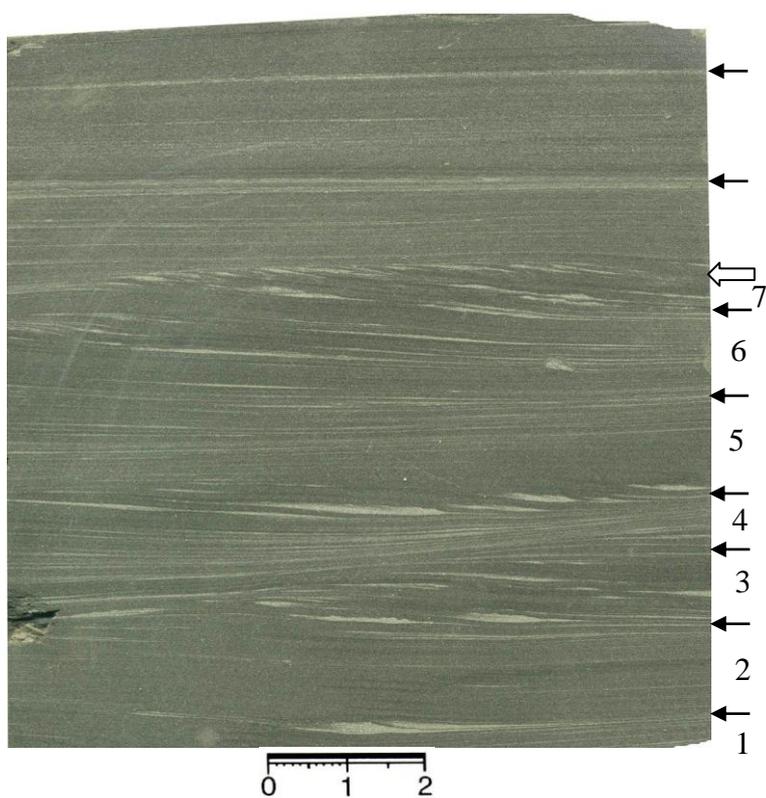
Скважина 203, глубина 1463,0 м

Фиг. 4. Нижняя часть образца (ниже стрелки) – мелко(крупно)-зернистый алевролит с неяснослоистой, почти массивной текстурой. Выше – переслаивание слойков той же размерности с тонкозернистым песчаником (~ 1 : 1). Сочетание основных типов волнистой слоистости, с четкой фиксацией линзовидно-волнистой. Ниже границы, обозначенной стрелками, заворот слойков и оплывина (в левой части образца). В правой части – те же текстуры внедрения, что и на фиг. 1, хорошо видные на увеличенном фрагменте (справа).

Скважина 30109/301, глубина 1488,0 м



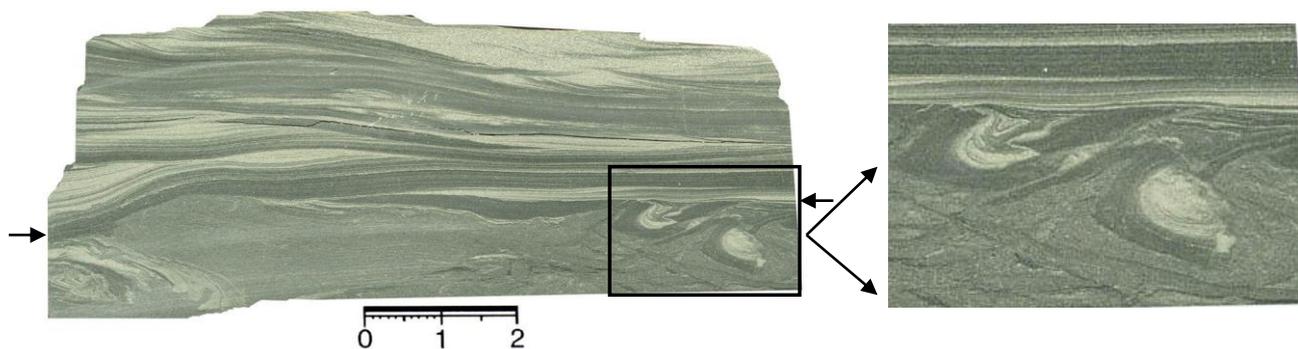
Фиг. 1.



Фиг. 2.



Фиг. 3.



Фиг. 4.

Фация БЗГ. Наиболее тонкие осадки – аргиллиты, нередко карбонатные, часто с зеленоватым оттенком. Массивны или горизонтальнослоисты, часты конкреционные железистые стяжения. Среди изученных отложений достоверно не установлены.

Отложения подводной части дельты – макрофация БД

Интерес к отложениям дельт крупных рек вообще и особенно слагаемых ими конусов выноса (откуда они собственно и получили название) традиционно высок. Прежде всего, он вызван тем, что на занимаемой ими весьма ограниченной площади (около 2 % современной земной поверхности) здесь отлагается примерно половина всего материала, смываемого с континентов. Модели дельтового осадконакопления содержатся в большом количестве отечественных и зарубежных работ, причем многие из последних являются «настолярными» для отечественных седиментологов – прежде всего это подробные детальные сводки [155, 165]. Особое место занимает работа [81], посвященная именно дельтовому осадконакоплению. Хотя самому «молодому» из перечисленных изданий исполнилось уже 20 лет, более новые, по сути, не внесли чего-то принципиально нового. В подтверждение этому, а также для ввода в поставленную проблему приведем обобщенную схему формирования дельтовых обстановок из работы [81] (рис. 4.8) и модельные представления из сводки [239] (рис. 4.9). Как видно, принципиальных отличий между ними нет, кроме того, что первая схема по самой подаче материала выглядит более предпочтительной. Добавим также, что седиментационные модели из работы Г. Эйнзеле [239] приведены в соответствующем разделе современного отечественного издания [67] (автор раздела Е. Ю. Барабошкин).

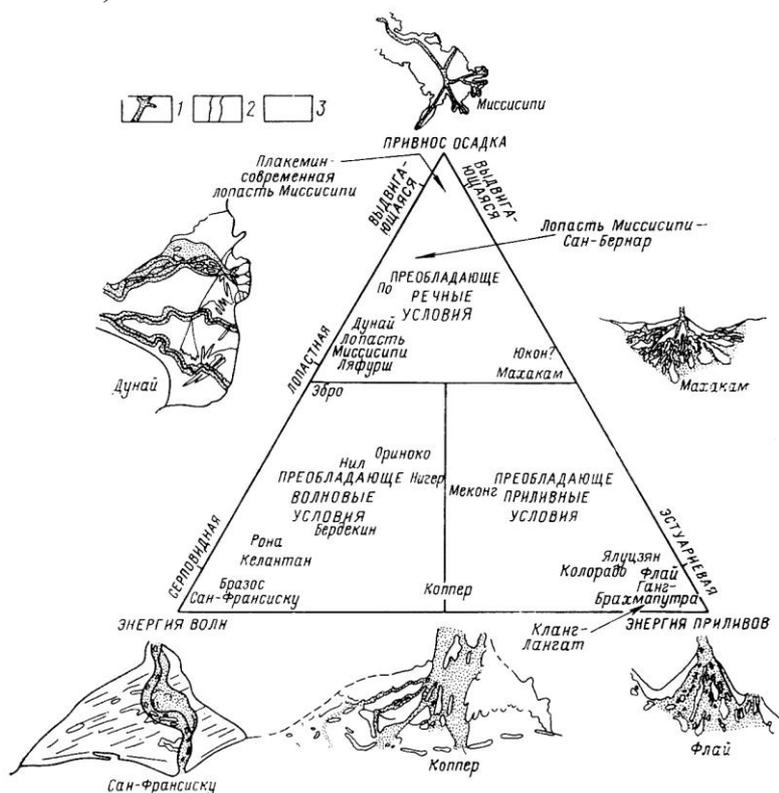


Рис. 4.8. Диаграмма, иллюстрирующая деление дельт на три типа: преобладающе речные, преобладающе волновые и преобладающе приливные (У. Е. Галловей, 1975; из сборника [81, с. 24]): Привнос осадка, энергия волн и течений определяют морфологию и стратиграфию дельты: 1 – речные фации (главным образом песок); 2 – песчаные фации края дельты; 3 – марши-болота и заиленные берега

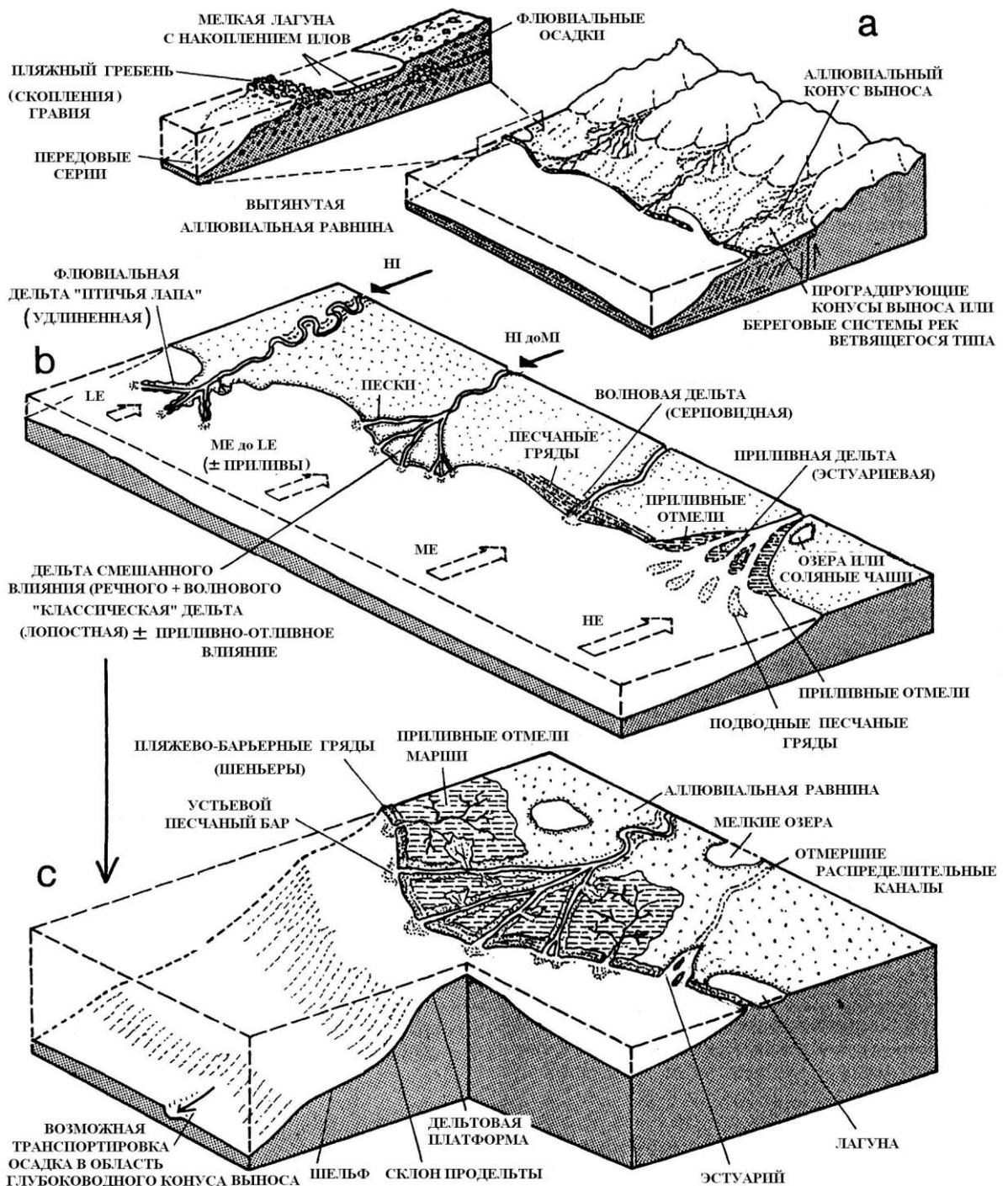


Рис. 4.9. Общая характеристика дельтовой обстановки осадконакопления [239, Fig. 3.31, p. 154]:

а – Конусы выноса морских дельт нарастают в морских бассейнах по причине проградации аллювиальных конусов выноса или береговых наносов рек ветвящегося типа. Обратите внимание, гравийные пляжевые гребни защищают мелкие лагуны и водоемы от активности волн и приливных потоков. Древние пляжевые гряды, лагунные алевролиты и илы могут быть перекрыты речными осадками. **б** – Различные типы крупных морских дельт контролируются волнами и приливно-отливными течениями (в условиях: LE – *низкой энергии*; ME – *средней энергии*; HE – *высокой энергии*) так же, как и поступление осадка (HI – *большое поступление*; MI – *среднее поступление*). **в** – Различные подбстановки крупных лопастных, волновых и приливных дельтовых систем (подобные современной дельте р. Нигер)

Приведенные модели иллюстрируют общепринятый подход к выделению трех типов дельт: собственно потоковых (речных, флювиальных), волновых и эстуариевых или приливно-отливных (см. также рис. 4.2). Естественно, можно наблюдать их любую комбинаторику, в том числе и эволюционирующую в течение геологического времени.

Суммирование огромного количества исходных данных позволяет уверенно судить о двух преобладающих типах строения дельтовых толщ. Первый – с «прямым» заполнением некоего канала или протоки, с уменьшением размерности материала в направлении снизу вверх, то есть в соответствии с гравитационными процессами. Второй, присущий именно дельтовым обстановкам, характеризуется *восходящим укрупнением* размерности частиц, что присуще продвижению или *проградации*, то есть наступлению потока при неподвижной точке наблюдения. Именно *этот* механизм и позволяет идентифицировать дельтовую обстановку по диаграммам электрокаротажа [149]. Они имеют форму «воронки», что отмечалось еще в работах 1960-х гг. [256]. Вообще изучение дельтового механизма осадконакопления очень важно для расшифровки седиментационного процесса с точки зрения его *саморегуляции* и *автономно* формирующейся цикличности. Насколько непростым является понимание и принятие данного факта, показывает, к примеру, непризнание статьи В. Т. Фролова, посвященной данной проблеме [210], которая до своего опубликования в течение 15 (!) лет отвергалась рядом специализированных литологических журналов [211].

Вопросам диагностики и распространения подводно-дельтовых песчаников в мезозойских терригенных отложениях нами посвящена специальная статья [5]. В основном нами наблюдались отложения потоковых (флювиальных) дельт, обычно с боковой (планационной) волновой переработкой материала. Эстуариевые отложения были освещены выше, в п. 4.3.1 (см. рис. 4.3). При широком развитии макрофации БД удается достаточно отчетливо различать четыре самостоятельные фации:

- гравийно-песчаных (пуддинговых) осадков оснований конусов выноса рек (БДП);
- гравийно-песчаных осадков центральных частей конусов выноса (БДЦ);
- песчаных осадков конусов выноса рек (БДД);
- алеврито-песчаных осадков передовой части дельты (авандельты, продельты) (БДА).

В фототабл. IV приведены изображения образцов, иллюстрирующих данные обстановки. Основные их признаки сводятся к следующему.

Фация БДП – это «пуддинговый» облик, который был показан для обр. 6 на рис. 3.3. На фиг. 1 он выражен в более «локальном» варианте, для межлопастной границы локальных дельтовых рукавов веерного разноса.

Фация БДЦ характеризуется относительно грубым и плохо сортированным песчаным материалом – отчасти это присуще образцу на фиг. 2, а также обр. 1 на рис. 3.3. Индикационным признаком служат и литокласты в виде послойно ориентированных уплощенных линзочек алевритов.

Фация БДД наиболее распространена и характеризуется «усредненными» параметрами вида: мелко(средне)зернистый среднесортированный песчаник с косою слабосрезанной одно- или (реже) разнонаправленной слоистостью. В типичном виде – это фиг. 4. Весьма характерно переслаивание с баровыми отложениями фаций БМБ и БПК, что иллюстрируют фиг. 3 и 5. Также присуща частичная (фиг. 4, вверху) или послойная (обр. 5 на рис. 3.3) карбонатизация.

Фация БДА, изученная в других комплексах, как правило, представлена очень тонкими песчаниками с тонкой же косою слоистостью. В «чистом» виде она показана на фиг. 6, но среди изученных отложений почти не встречалась.

Отложения полузолированного малоподвижного бассейнового мелководья – макрофация БП

Важнейшей характеристикой данной крупной единицы палеоландшафта является то, что седиментация происходит исключительно вблизи уровня водного зеркала основного приемного водоема. Наиболее важным параметром, контролирующим ее механизм, является *приливно-отливный режим*. При этом, естественно, непосредственная граница с суши находится постоянно рядом с рассматриваемой областью, заходя в ее пределы во время отливов. В общих чертах данную планационную границу (суша-вода) можно рассматривать в двух вариантах. 1. В резкостном, линейном виде, в пределе (lim) – четко выраженного берега, в том числе и обрывистого. 2. В виде некоторой зоны, имеющей площадь с размерами $h \times l$, где l – длина данной зоны, а h – ее ширина, нередко составляющая значительную величину. Естественно, что последняя безусловно зависит от времени t , в рамках которого рассматривается формирование осадков. При $t \rightarrow 0$ (конкретная фиксация) значение h также будет конкретно фиксировано непосредственной границей суши и воды. При $t = 1$ сутки различия h_{max} и h_{min} будут соответствовать суточным приливам и отливам. Не продолжая далее конкретную оценку астрономических колебаний на динамику приливно-отливных процессов, отметим, что уже на уровне десятков тысяч лет они плавно переходят в геологические, фиксируемые (в том числе) уже эвстатическими изменениями уровня Мирового океана.

Именно во втором случае береговая зона работает как принципиальный *барьер*, служащий мощным *аккумулятором* глинисто-алевритового материала, с одной стороны, поступающего с суши, а с другой – как бы «подпираемого» приемной водной акваторией. Это показано на принципиальной схеме, приведенной на рис. 4.10. Под циклом здесь принят достаточно длительный этап, начиная от 40 тыс. лет, что соответствует периоду наклона эклиптики. В ряде работ такой цикл, реализуемый в процессе осадконакопления, принято считать *элементарным* литоциклом (циклитом) или ЭЦЛ, имеющим низший, I порядок [52, 158].

Фототаблица III. Отложения подводной части дельты (макрофация БД)

Фиг. 1. Верхняя часть образца – «пудинговый»^{*)} песчаник: в матриксе мелко(средне)зернистой размерности и средней сортированности послойно сгружено до 50 % по объему обломков и линз двух генераций. 1. Полуокатанные уплощенные линзы рыжеватого тонкозернистого песчаника. 2. Неокатанные «обрывки» и обломки темно-серого алевролита. Нижняя часть образца – тонкозернистый, достаточно хорошо сортированный песчаник, в нижней части – с отчетливой тонкой косоволнистой слоистостью (фация БПК). Контакт с отчетливой (локальной) эрозией.

Скв. 3317. Глубина 1533,7 м

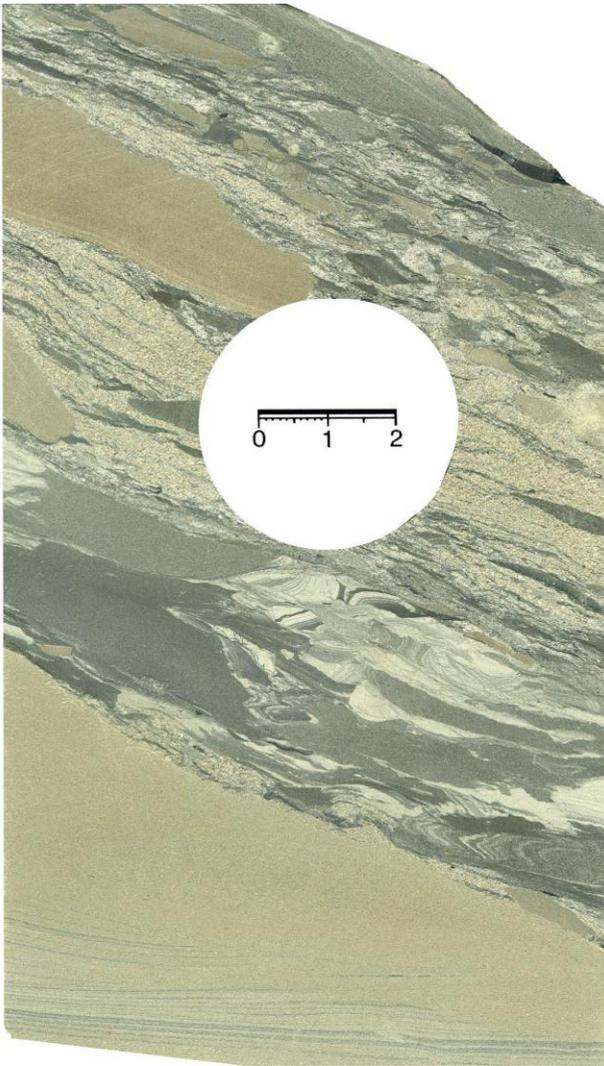
Фиг. 2. Песчаник мелко-среднезернистый, среднесортированный. Отчетливая косая однонаправленная слоистость подчеркнута крупным растительным детритом. В верхней части образца крупная рябь волнения с индексом RI в плоскости образца $\approx 1,5$, фиксирующая штормовой заплеск. Единичные литокласты алевролитом толщиной 0,5-3 мм.

Скв. 93123, глубина 1604,5 м

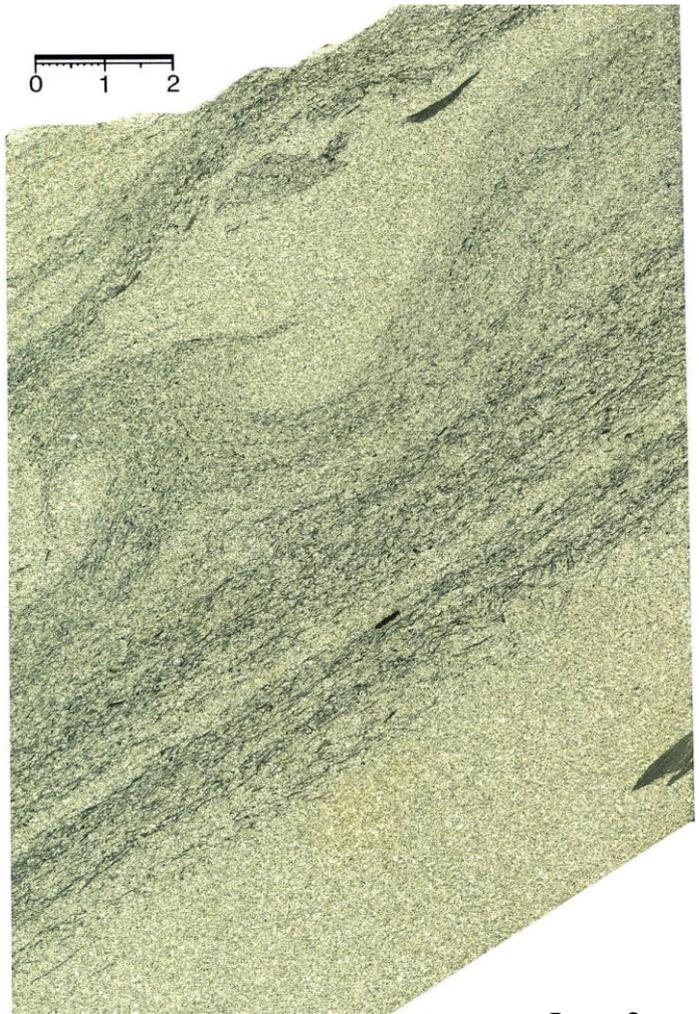
Фиг. 3. Мелко(средне)зернистый, среднесортированный песчаник, с перемежаемостью двух типов текстур. 1. Прерывистая косоволнистая вогнутая слабо(до сильно)срезанная (мульдообразная, флазерная) слоистость, подчеркнутая мелким растительным детритом. 2. Косая слабосрезанная, иногда до разнонаправленной, слоистость, обусловленная изменением гранулометрического состава. Первая характерна для баровых (фация БМБ); вторая – подводно-дельтовых (фация БДД) осадков.

Скв. 1106. Глубина 1551,2 м

^{*)} «Основной особенностью пудинговой текстуры является наличие в более или менее грубозернистой песчаной породе разнообразных по форме, величине и расположению включений какого-либо одного (глинистого или алевроитового) состава. Особенно характерно, что среди них наряду с хорошо окатанными встречаются совершенно неправильной и остроугольной формы включения с явным изгибанием при отложении их острых окончаний. Последнее не оставляет сомнений в том, что при захоронении этих включений в песчаном осадке они были в мягком, слабодиагenezированном состоянии и захватывались потоком, несшим песчаный материал в виде окатышей и обрывков самой неправильной и остроугольной формы и различных размеров. ... породы с пудинговой текстурой характерны для дельтовых отложений, где «подводные» и достаточно активные еще русловые потоки, выносящие песчаный материал в зоны глинистых или алевроитовых не литифицированных еще осадков, размывают последние на отдельные остроугольные хлопья и окатыши. В таком состоянии и идет одновременная садка песчаного материала и включений мелкозернистого состава, образуя породу с пудинговой текстурой» [105, с. 33].

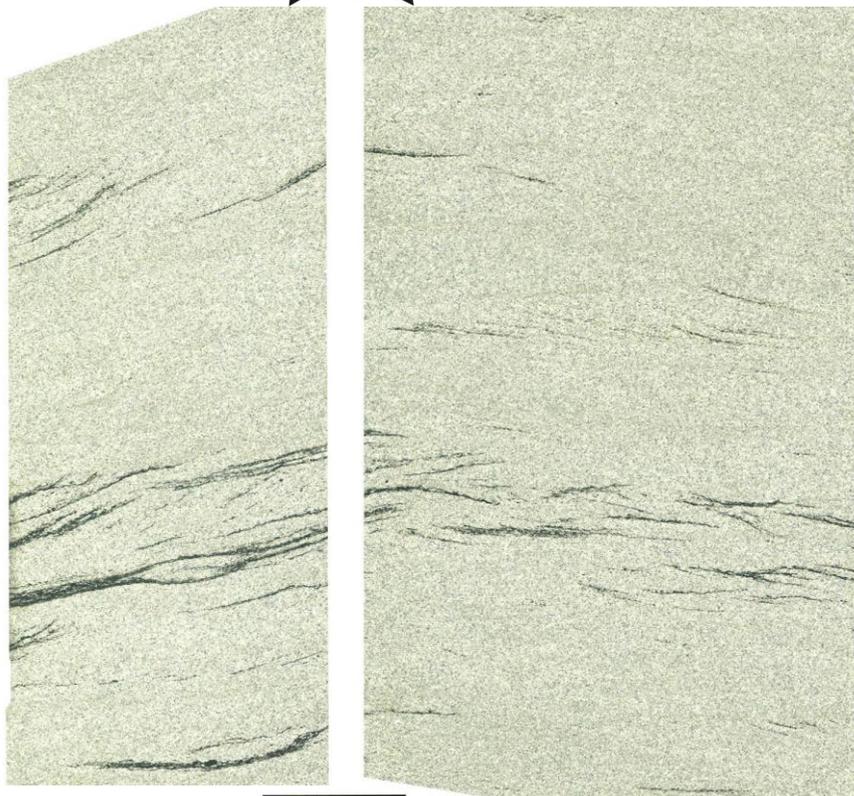


Фиг. 1.



Фиг. 2.

90°



Фиг. 3.

**Фототаблица IV. Отложения подводной части дельты
(макрофацция БД) (окончание)**

Фиг. 4. Мелко-среднезернистый песчаник, с увеличением размерности частиц снизу вверх. Сортированность преимущественно средняя. Четкая косая слабосрезанная слоистость, в нижней части образца подчеркнутая мелким растительным детритом. Вверху (по стрелке) – серия вогнутой «вилочковой» косоволнистой слоистости. Овальное пятно вверху – эпигенетическая карбонатизация (конкреция).

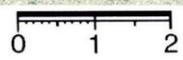
Скв. 1106. Глубина 1558,0 м

Фиг. 5. Снизу вверх (по двунаправленным стрелкам) три самостоятельных слоя. 1. Тонкозернистый хорошо сортированный песчаник с мелкой вогнутой косоволнистой (мульдообразной) слоистостью, подчеркнутой растительным детритом. Фацция БПА. 2. Переходный слой мелкозернистого довольно хорошо сортированного песчаника со слабоотчетливой косой слоистостью, обусловленной изменением гранулометрического состава. Контакт – по выработанной ложбине следа довольно крупного знака ряби со значением $RI \approx 10-12$. 3. Мелко-среднезернистый среднесортированный песчаник со слабоотчетливой косой слоистостью, в частности, подчеркнутой «штрихом» органики (S), параллельным слойку в предыдущем интервале (S_1).

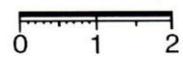
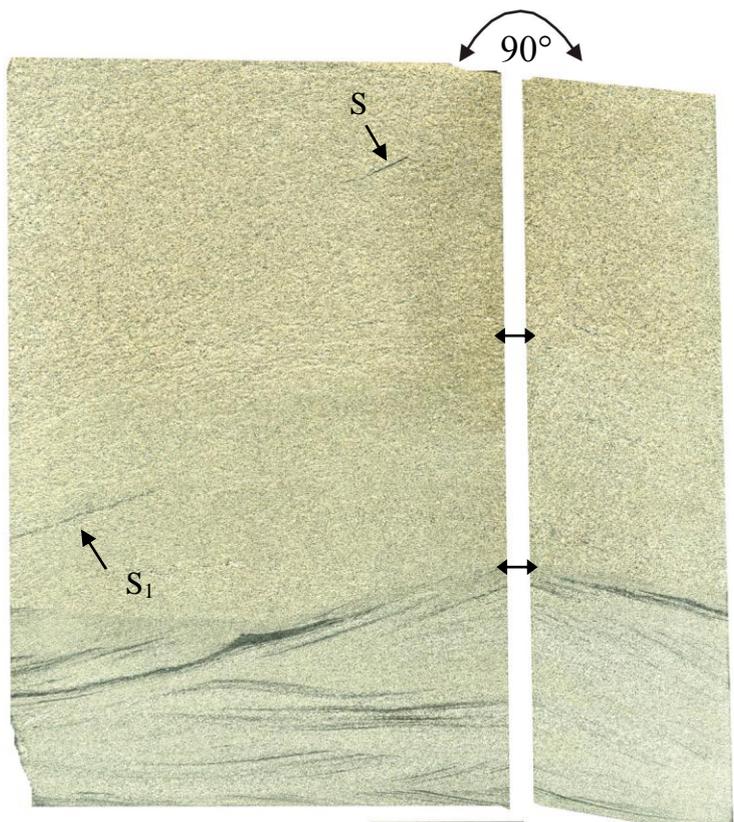
Скв. 1106, глубина 1543,5 м

Фиг. 6. Песчаник тонкозернистый ($\Phi \sim 4$), хорошо сортированный. Косая слоистость (граница серий показана стрелками), обусловленная незначительным изменением гранулометрического состава и подчеркнутая небольшим количеством растительного детрита.

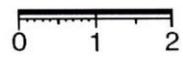
Скв. 327, глубина 1471,6 м



Фиг. 4



Фиг. 5



Фиг. 6

В некоторой степени обстановка такого переходного или барьерного мелководья сходна с подводно-дельтовой по своим аккумуляционным характеристикам. Сущностное отличие состоит в том, что скорость формирования осадков (v) в барьерной зоне намного меньше – но и площадь развития собственно дельтовых отложений также минимальна (см. выше). Таким образом, усредненные параметры h , l и v для геологического времени t будут стремиться к близкой, сбалансированной величине.

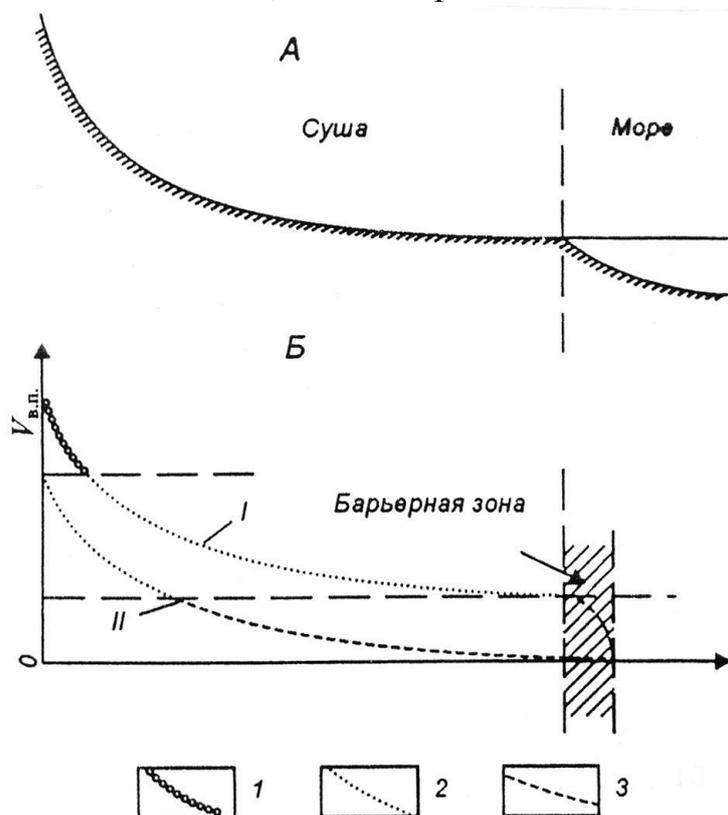


Рис. 4.10. Внемасштабный гипсометрический профиль (А) и схема распределения скоростей водных потоков вдоль него (Б) [42]:

$V_{в.п.}$ – скорость водных потоков; I – график скоростей в начальной стадии цикла; II – график скоростей в конечной стадии цикла; критические скорости осаждения осадков: 1 – гравийно-галечных, 2 – песчано-алевритовых, 3 – илисто-глинистых

Переходя к собственно характеристике макрофации полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья, укажем, что уже при изучении тюменской свиты Шаимского НГР мы столкнулись с необходимостью более детального расчленения макрофации БП, нежели это производилось ранее для ряда угленосных толщ Северной Евразии. Подробно это описано в специальной статье [9] и имеет определенное значение в общем контексте наших рассуждений. Продолжением общего сравнительного анализа различных схем фациального расчленения отложений (см. табл. 4.2) служит сопоставление таких схем для прибереговой (барьерной – см. выше) зоны, приведенное в табл. 4.4. Полученная возможность более детального расчленения отложений данной макрофации при исследовании именно ЗСОМБ безусловно заложена уже в геологической обстановке их формирования. Верификацией этому служит и тот факт, что похожее расчленение выполнено П. П. Тимофеевым (см. табл. 4.4), правда, при совместном рассмотрении собственно заливовых осадков (нами они выделены в отдельную макрофацию БЗ). Объектом же работ П. П. Тимофеева была юрская угленосная формация Южной Сибири, плавно переходящая в юго-восточную часть Западно-Сибирской [198, 199].

Именно для Южной Сибири П. П. Тимофеевым и было использовано нечеткое понятие **полуизолированного мелководья эпиконтинентального морского бассейна (ЭМБ)** [198]. В более поздних работах данного автора эти осадки рассмотрены в рамках подгруппы внутреннего шельфа, включая лагуны, прибрежное, слабоподвижное мелководье морского бассейна – МБ (см. табл. 4.2) [200]. Мы считаем целесообразным сохранение первоначального (пусть и не совсем четкого) определения, подчеркивающего первичную *изрезанность* береговой линии, имеющей две причины. 1. Извилистость собственно береговой линии, способной при минимальных углах наклона поверхности быстро перемещаться на значительные расстояния. 2. Быстрое изменение конфигурации береговой зоны, обеспечиваемое отшнуровыванием одних участков (заливов), раскрытием других (см. п. 4.3.3), латеральным перемещением междельтовых пространств (см. п. 4.3.4) и т. д., и т. п. В целом же при быстрой латеральной (планационной) *миграции* возникающих и исчезающих, «эфмерных» водоемов, в условиях ее постоянной локализации в геологическом времени, могли создаваться достаточно крупные комплексы *мутационного* s. l. (по Н. Б. Вассоевичу) характера.

Таблица 4.4

Фациальное расчленение отложений прибереговой зоны приемного водоема ([9]; см. табл. 4.2)

Средний карбон Донецкого бассейна [23, 195]		Юрская угленосная формация Южной Сибири [198, 199]		Авторская схема [4, 9, 188]			
				раннемезозойские угленосные отложения в целом	тюменская свита Западной Сибири		
Отложения, переходные от континентальных к морским*	Фация песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья – ПВ	Макрофация отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна (ЭМБ) – БП	Фация алеврито-песчаных осадков прибрежного мелководья ЭМБ, в том числе прибрежных частей заливов и лагун – БПА	Макрофация отложений полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья – БП	Фация песчано-алевритовых осадков мало-подвижного мелководья бассейна** – БПА		
	Фация глинисто-алевритовых и песчаных осадков приморских озер – ПО		Фация глинисто-карбонатных осадков прибрежного мелководья ЭМБ, в том числе прибрежных частей заливов и лагун – БПК		Фация алеврито-глинистых осадков мало-подвижного мелководья бассейна** – БПА	Фация алеврито-глинистых осадков мало-подвижного мелководья бассейна – БПП	
			Фация алеврито-глинистых осадков прибрежного мелководья ЭМБ, в том числе центральных частей заливов и лагун – БПГ			Макрофация отложений полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья – БП	Фация тонкого переслаивания глинистых и алевритовых осадков прибереговой зоны (ватты, марши) – БПВ
			Фация песчано-глинистых осадков прибрежного застойного мелководья ЭМБ, в том числе заливов и лагун – БПЗ				Фация алеврито-глинистых осадков прибрежного мелководья – БПП
	Фация алеврито-глинистых осадков полуизолированного прибрежного мелководья ЭМБ, в том числе заливов и лагун – БПП		Фация глинисто-алевритовых и песчаных осадков приморских озер – БПО				

* Без фаций лагун и заливов; пересыпей, кос и баров; подводной части дельты.

** Под бассейном понимается обширный пресноводный внутриконтинентальный водоем с выровненным дном и глубинами до первых десятков метров.

Добавим, для дополнительной верификации представлений, что в контексте перечисленного именно определение **полуизолированности** прибрегового мелководья хорошо согласуется с понятием «сверхмелководности» приемного(ых) водоема(ов). Будучи выделенными А. В. Масловым для терригенных мелководных *периодически осушавшихся* зон бассейна [142], понятие «сверхмелководность» вполне может быть использовано для резко меняющей конфигурацию и рисунок прибреговой зоны концентрации и перераспределения преимущественно глинисто-алевритового материала.

На рис. 4.11 показана принципиальная модель соотношения фаций в общем профиле «область сноса – приемный бассейн», а «внутри» нее – наиболее характерные профили переноса и накопления материала.

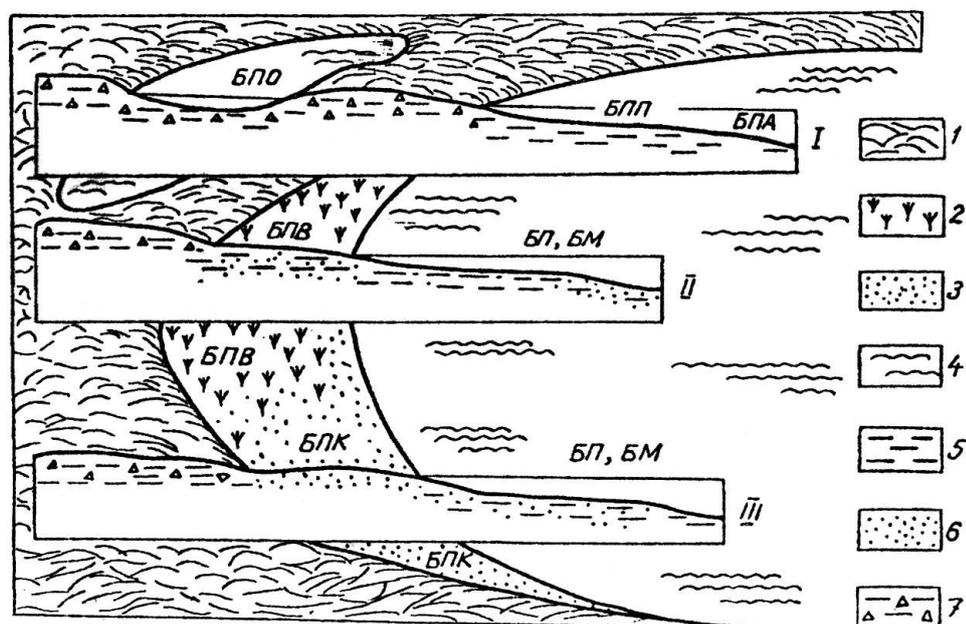


Рис. 4.11. Принципиальная схема размещения фаций полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья (расшифровку буквенных обозначений см. в табл. 4.4):

1-4 – рельеф: 1 – наземный, расчлененный в разной степени, 2 – периодически затопляемые и осушаемые (приливные) участки, 3 – прибреговые малые аккумулятивные формы, 4 – водное зеркало; 5-7 – осадки: 5 – преимущественно тонкие (алевритовые), 6 – преимущественно песчаные, 7 – разнообразные.

I-III – профили, показывающие взаимоотношения фаций

Таким образом, для отложений макрофации полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья (БП) выделено *пять* фаций (см. табл. 4.4; рис. 4.11):

- глинисто-алевритовых осадков приморских озер (БПО);
- алеврито-глинистых осадков стабильных зон малоподвижного мелководья (БПП);
- глинисто-алевритовых осадков приливно-отливной полосы (ватты) (БПВ);

- алеврито-песчаных осадков малых аккумулятивных форм (косы, пересыпи) (БПК);

- алеврито-песчаных осадков активных участков мелкоподвижного мелководья (БПА).

Изображения образцов, иллюстрирующих выделенные фации, приведены в фототабл. V – IX. Основная характеристика выделяемых фаций сводится к следующему.

Фация БПО (фототабл. V) аккумулирует в себе все озерные водоемы, которые выделяются и могут быть выделены (в том числе в будущем) в изучаемом комплексе. Характеризуется пестрым набором признаков – от накопления алевролитов с корневой системой до динамичных разносортированных песчаников с перемычками и взмучиваниями (фиг. 1, 2).

Фация БПП (фототабл. VI) представлена алевроаргиллитами достаточно хорошей, стабильной осадки. Текстура от массивной (нижние части фиг. 1-3) до горизонтальной и пологоволнистой, плавно переходящей в нечеткую очень пологую линзовидно-волнистую (верхние части фиг. 1, 2; фиг. 4). Одним из ведущих признаков служит парагенез. Так, для фиг. 2 по нижней стрелке отложения фации БПП переходят в БПВ, а по верхней – в БПК.

Фация БПВ (фототабл. VII). Основным признаком, по которому отложения данной фации легко распознаются, – это бимодальность в строении, обусловленная самим приливно-отливным механизмом седиментогенеза. В третьей главе уже был показан ряд образцов, характеризующих данную фацию: на рис. 3.3 (обр. 2); 3.10 (обр. 1); 3.14. Типичный канал в приливно-отливной полосе проиллюстрирован на рис. 3.15. На приводимых в фототабл. VII образцах показана наиболее сильная переработка отложений (биотурбация), вплоть до почти полного исчезновения первичной текстуры как непосредственно прибереговой (фиг. 1), так и в достаточно удаленной (фиг. 2) зонах. Наиболее типичный в седиментологическом плане облик фации дает обр. 3. Он полностью соответствует натурному изображению, приведенному на фиг. 4.

Фация БПК (фототабл. VIII) представлена исключительно тонко (реже мелко-) зернистыми песчаниками с хорошей и очень хорошей сортированностью материала (см. обр. 3 на рис. 3.3). Наиболее характерно сочетание косой и косоволнистой слоистости. На контактах с подстилающими слоями часто фиксируются отчетливые знаки ряби (см. обр. 2 на рис. 3.10), которые как бы «закрепляют» слои. На нижних же контактах возможны небольшие перемычки (см. обр. 2 на рис. 3.30). Наиболее типичны для фации образцы на фиг. 2 и 3. Фиг. 1 иллюстрирует мини-косу, запечатанную между слоями приберегового застойного мелководья, а фиг. 4 – довольно динамичное прибереговое налегание верхней серии осадков со срезанием уступами.

Фация БПА (фототабл. IX) характеризует переход к открыто-мелководной части бассейна. В принципе ее можно было бы рассматривать и в рамках макрофации БМ (см. табл. 4.2), однако пока мы воздерживаемся от такого «перевода». Подтверждением этому служит рассмотрение преимущественно песчаных осадков активного мелководья в группе *трансгрессивных*

побережий с преимущественно волновым и волновым приливно-отливным режимом [155, с. 220-224]. В результате работы механизма седиментации в двух вариантах (рис. 4.12) формируются «... параллельные побережью песчаные тела барьерных островов в виде «шнурковых песков» в более тонкозернистых лагунных фациях и в фациях дальней зоны» [155, с. 222].

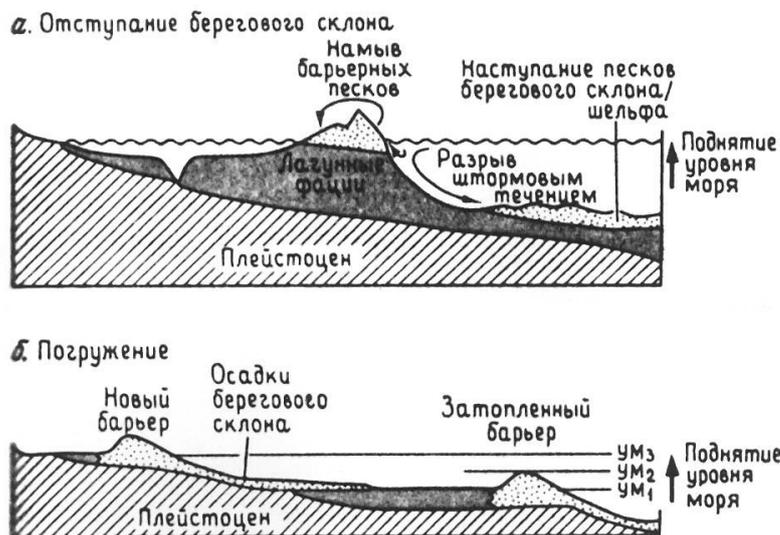


Рис. 4.12. Механизм миграции барьера при трансгрессии и отступании берега (а) и при погружении (б) [155, с. 221]

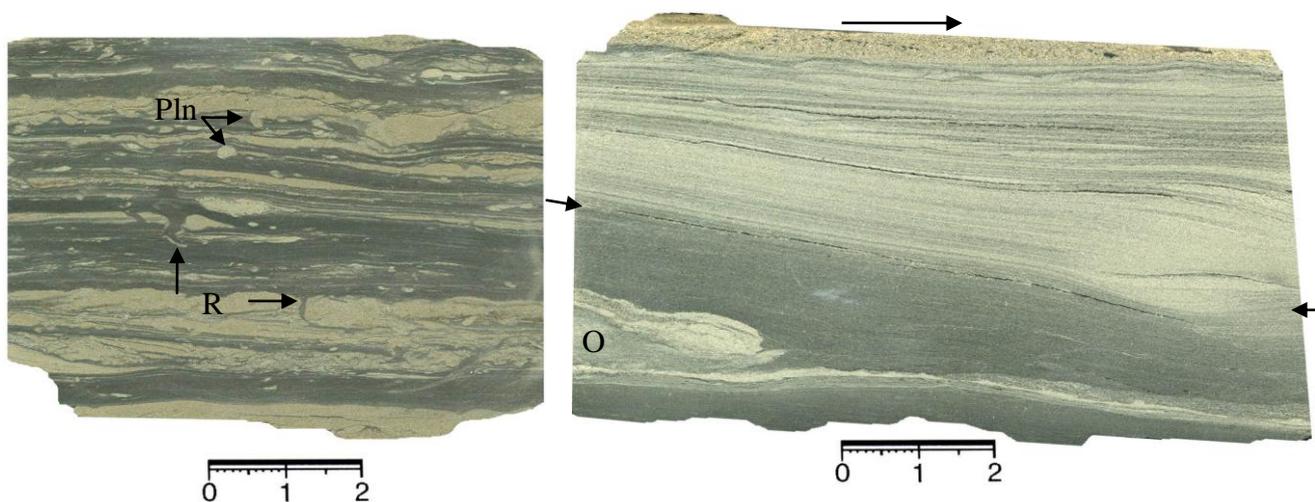
Для штормовых осадков, известных под названием *темпеститов* [217], характерна активная динамика среды (см. рис. 3.11), а также характерная бугорчатая слоистость. Последняя видна в образцах на фиг. 1 и 3 (см. фототабл. IX). На фиг. 2 обращает на себя внимание водоворотная ямка с исключительно постштормовым ее заполнением тончайшим песком. Образец на фиг. 4 характеризует уже переход к собственно подвижному мелководью (см. начало описания фации).

Отложения открытого подвижного мелководья – макрофация БМ

Продолжая рассуждения, начатые в предыдущем разделе относительно фации БПА, отложения макрофации БМ в палеогеографическом аспекте могут рассматриваться в двух вариантах. 1. Как продолжение последовательности смены условий осадконакопления, «открывающихся» в сторону приемного бассейна (см. рис. 4.2): приливно-отливная полоса (Tidal Environments) → пляжевая (Beach Environments) → баровая (Bar) и другие обстановки. Тем самым происходит постепенная смена фаций III группы (прибереговых) на IV группу (мелководно-морских). 2. Сменой фаций *вне* (s. l.) сколько-нибудь широкой приливно-отливной полосы, т. е. в последовательности от внутриконтинентальных или дельтовых обстановок сразу к мелководно-морским (см. рис. 4.2). Оба эти перехода в целом наглядно трактуются профилем М. Ирвина, изначально разработанным для эпиконтинентального морского шельфа с карбонатным (!) осадконакоплением (рис. 4.13) и лишь впоследствии широко используемым для терригенных отложений (рис. 4.14). При этом для второго типа «выпадает» (полностью или частично) зона Z.

Фототаблица V. Отложения полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья (макрофация БП)

Фация глинисто-алевритовых осадков приморских озер (БПО)



Фиг. 1

Фиг. 2

Фиг. 1. Переслаивание темно-серого мелкозернистого и светло-серого, с желтоватым оттенком крупнозернистого алевролитов. Сортировка в основном средняя. Слоистость пологоволнистая с локальными мини-взмучиваниями. Достаточно много корневых остатков (R), следов жизнедеятельности Planolites (Pln).

Скв. 203, глубина 1447,0 м

Фиг. 2. Нижняя часть образца – мелкозернистый алевролит в основном массивной структуры. Два крупных темных слоя разделены светлым тонким, выше которого в левой части образца наблюдается оплывина (O), являющаяся начальной стадией образования своеобразной текстуры «фьямме»^{*)}. Выше стрелки с диастемальным перерывом залегает крупнозернистый алевролит ($\Phi \approx 4,5$) хорошей сортировки с тонкой косоволнистой, частично пучковидной слоистостью. В самом верху (3-5 мм) начало следующего слоя, залегающего со слабозрозионным контактом и потоковой рябью (RI > 15; направление течения по верхней стрелке). Здесь крупный растительный детрит и мелкие литокласты алевролитов.

Скв. 301, глубина 1478,0 м

^{*)} Текстуры взмучивания или «пламенные» (итал. fiamma – пламя, огонь). Описаны в работах Р. Шрока [229, с. 182] и Л. Н. Ботвинкиной [48, с. 421]; Атласе [4, с. 26]. Тождественна *факельной* текстуре (Flame structure), предложенной Уолтоном (Walton, 1956) для обозначения осадочной текстуры, образованной волноподобными или пламеневидными перьями ила, неравномерно выжатыми вверх в перекрывающий слой. Возможно, текстура образуется в результате давления вышележащих слоев с одновременным горизонтальным скольжением или волочением.

Фототаблица VI. Отложения полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья (макрофация БП): продолжение

Фация алеврито-глинистых осадков стабильных зон малоподвижного мелководья (БПП)

Фиг. 1. Нижняя часть образца – мелкозернистый алевролит почти массивный, с довольно хорошей сортировкой (садкой) материала, с тонкой органикой. Выше стрелки – примесь крупнозернистого алевролита (светло-серое). За счет такой послойной примеси фиксируются несколько серий с пологоволнистой слоистостью, нарушенной послойными смятиями с увеличивающейся интенсивностью по направлению вверх.

Скв. 2201, глубина 1462,0 м

Фиг. 2. Нижняя часть образца – мелкозернистый алевролит с хорошей сортировкой (садкой) материала. Прерывистая (пунктирная) горизонтальная слоистость, подчеркнутая растительным атритом. Верхняя часть (выше стрелки) мелко-крупнозернистый алевролит с достаточно хорошей сортировкой. Тонкая пологоволнистая слоистость, частично переходящая в линзовидно-волнистую (SV).

Скв. 59412, глубина 1541,0 м

Фиг. 3. Нижняя часть образца ($\sim 1/2$) – массивный алевроаргиллит очень хорошей садки.

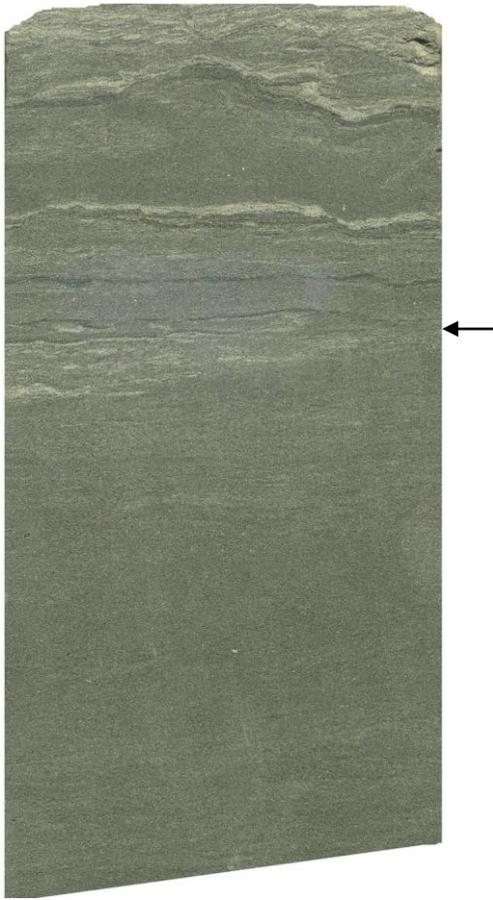
Между стрелками – чередование мелко-(темное) и крупно(светлое) зернистых алевролитов, при повышении динамики среды седиментации вверх по разрезу сопровождающееся увеличением количества Scolites (S) и Planolites (Pln). Фация БПВ.

Верхняя часть образца (~ 1 см) – алевролит крупнозернистый, хорошо сортированный, с очень тонкой косоволнистой слоистостью с небольшим количеством тонкой, «наложенной» органики. Фация БПК – очень мелкая коса.

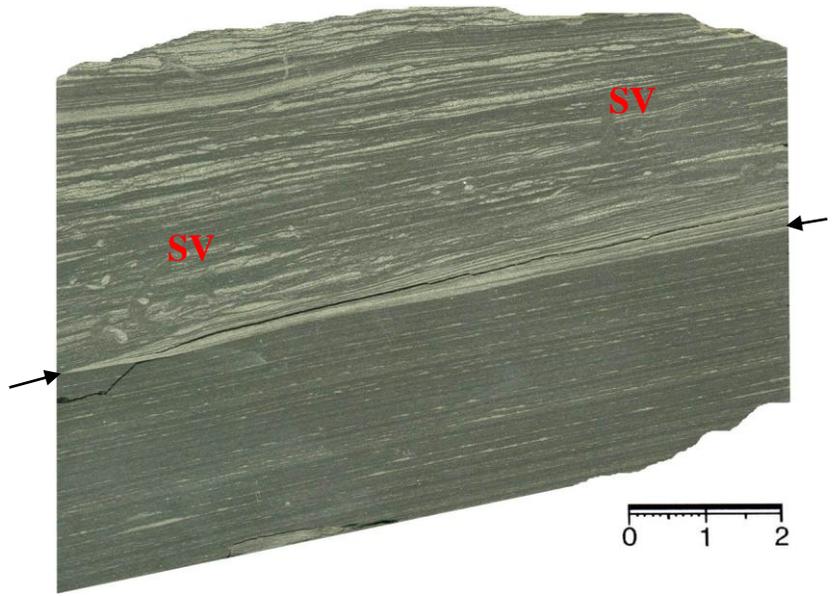
Скв. 327, глубина 1466,0 м

Фиг. 4. Мелкозернистый алевролит средней сортировки, с подчиненными прослоями светло-серого крупноалевритового материала (не более 1/20 части). За счет переслаивания формируется пологоволнистая слоистость с диастемальными перерывами на границах серий ($d_1 - d_{12}$). Ритмичность серий позволяет предполагать ее формирование проявлением солнечной активности (11 лет).

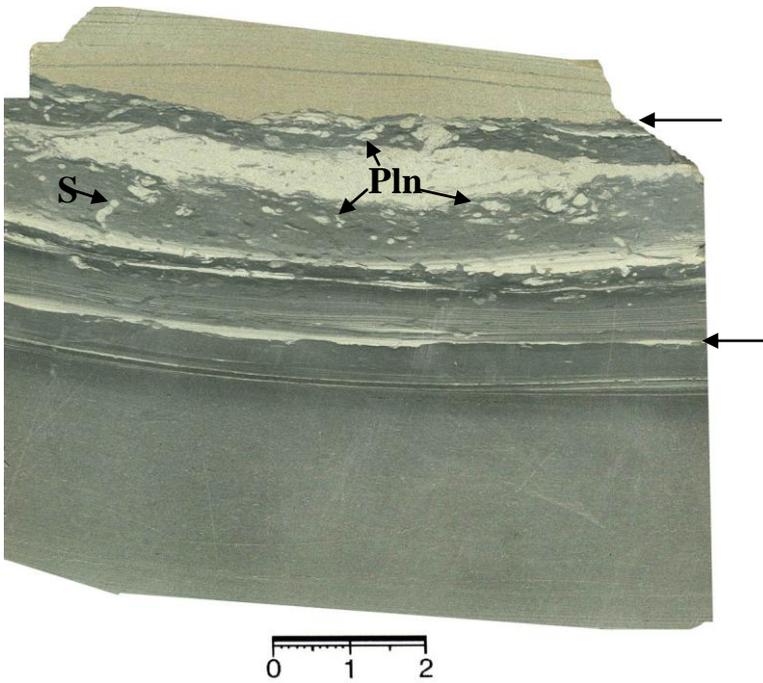
Скв. 2201, глубина 1485,0 м



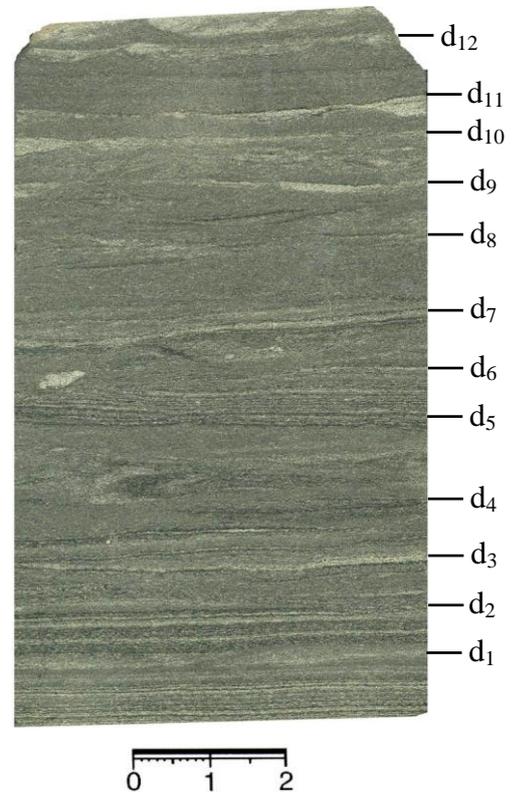
Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3



Фиг. 4

Фототаблица VII. Отложения полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья (макрофация БП): продолжение

Фация глинисто-алевроитовых осадков прибрежной полосы (ватты) (БПВ)

Фиг. 1. Мелко-крупнозернистый алевролит, первоначально хорошей сортировки, с бимодальной волнистой слоистостью. Полностью переработан роющими организмами (биотурбационная текстура) типа «рябчика».

Скв. 30109, глубина 1479,0 м

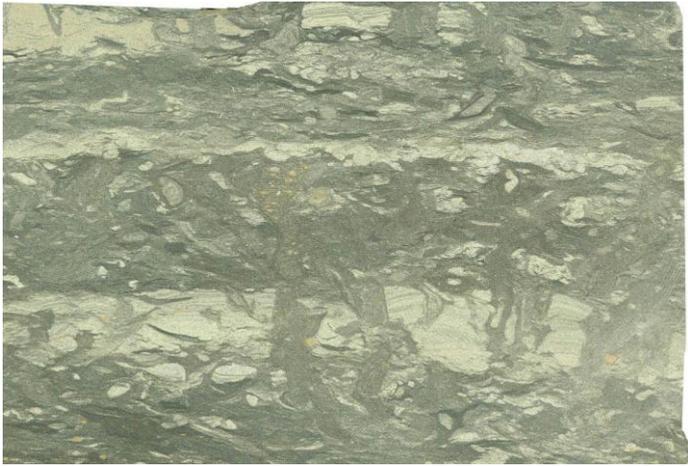
Фиг. 2. Песчаник тонко-, отчасти тонкомелкозернистый, среднесортированный. Первичная пологоволнистая слоистость в подчиненных алевроитовых прослоях разбита мелкой рябью сильного волнения (проксимальный темпестит). Частично биотурбирован.

Скв. 57409, глубина 1504,0 м

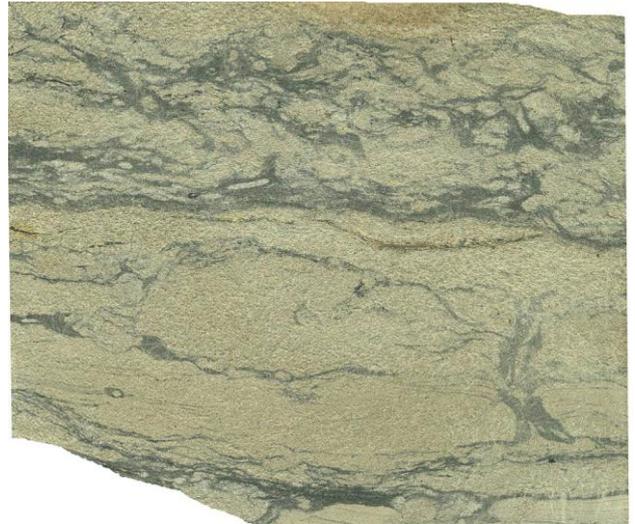
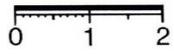
Фиг. 3. Развертка взаимно перпендикулярных срезов. Контрастное переслаивание мелкозернистого (темно-серое) и крупнозернистого (светло-серое) алевролитов в соотношении $\approx 1 : 3$. За счет тончайших (доли миллиметра) слоев в первом типе сформирована пологоволнистая; во втором – косоволнистая слоистость. При очень стабильной садке наблюдаются активные взмучивания, формирующие сингенетичные «очковые» текстуры (O), а также конседиментационные ступенчатые сбросы (S) с амплитудой до 0,5 см, плавно затухающие вверх по разрезу. В верхней части образца – послойная жизнедеятельность *Planolites* (Pln).

Скв. 30109, глубина 1509,0 м

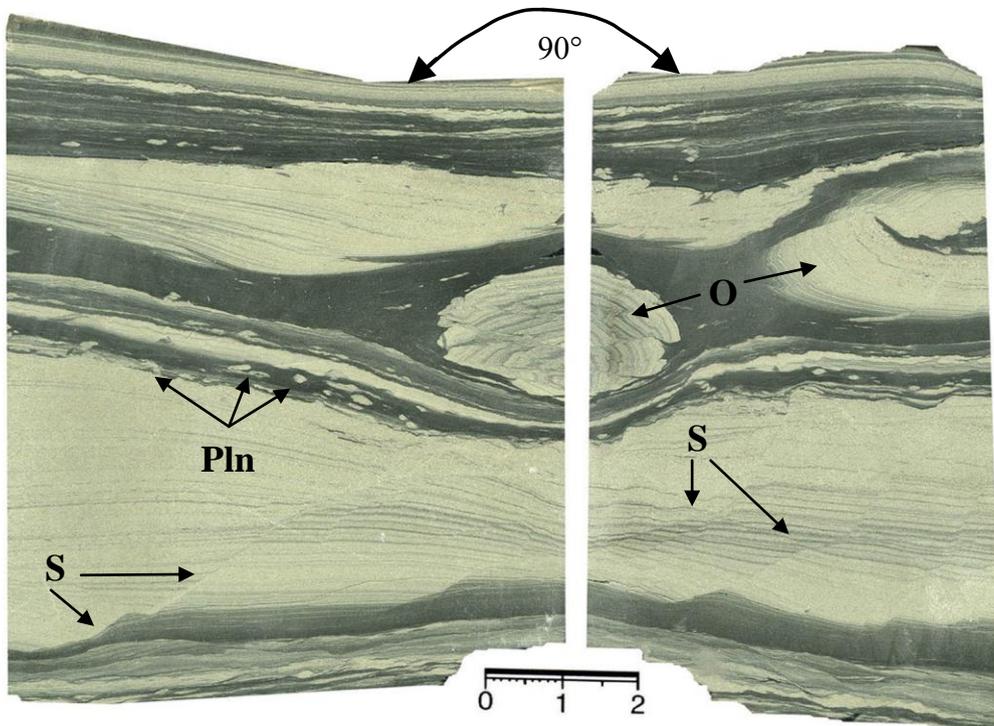
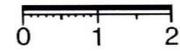
Фиг. 4. Общая характеристика приливно-отливной отмели и ее соответствие колонке керна (справа)



Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3



Фиг. 4

Фототаблица VIII. Отложения полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья (макрофация БП): продолжение

**Фация алеврито-песчаных осадков малых аккумулятивных форм
(косы, пересыпи) (БПК)**

Фиг. 1. Вверху и внизу – «запечатывающие» прослои темно-серого массивного алевроаргиллита фации БПП (см. фототабл. VI). Основная часть – тонкозернистый песчаник с переходом в крупнозернистый алевролит ($\Phi = 4-4,5$), слабонефтенасыщенный. При очень хорошей сортировке динамичная косоволнистая слоистость, до перекрестной вогнутой мультислойной с углами срезания до 20° (между стрелками). В нижней части образца следы роющих *Scolithos* (S) и ползающих *Planolites* (Pln).

Скв. 57409, глубина 1505,0 м

Фиг. 2. Тонкозернистый песчаник ($\Phi \approx 4$) с очень хорошей сортировкой материала, тонкая косоволнистая слоистость с перерывами на границах серий (d). Микротектоника сбросового вида (s), фиксирующая одновременно конседиментационную (s_1) и постседиментационную (s_2) – но последнюю сугубо в узком (s. str.) понимании. Эллипс – след от выпила цилиндра для определения ФЕС (фильтрационно-емкостных свойств).

Скв. 1106, глубина 1521,0 м

Фиг. 3. Песчаник тонкозернистый, хорошо сортированный, в верхней части послойно нефтенасыщенный. Фиксируется зубчатый характер мини-ВНК (водонефтяной контакт). Четкая косая однонаправленная слабосрезанная слоистость. Стрелкой показан серийный шов с углом падения (по верхним слойкам) $2-3^\circ$.

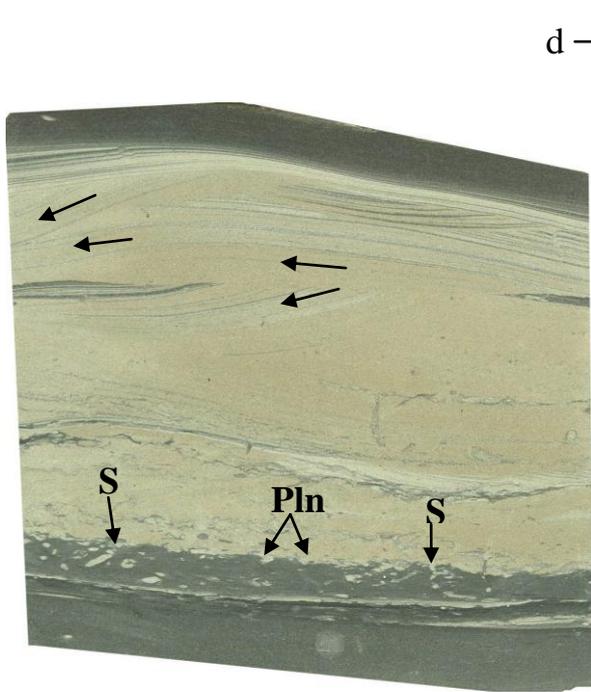
В самой верхней части перерыв (d), служащий экраном.

Скв. 30109, глубина 1500,5 м

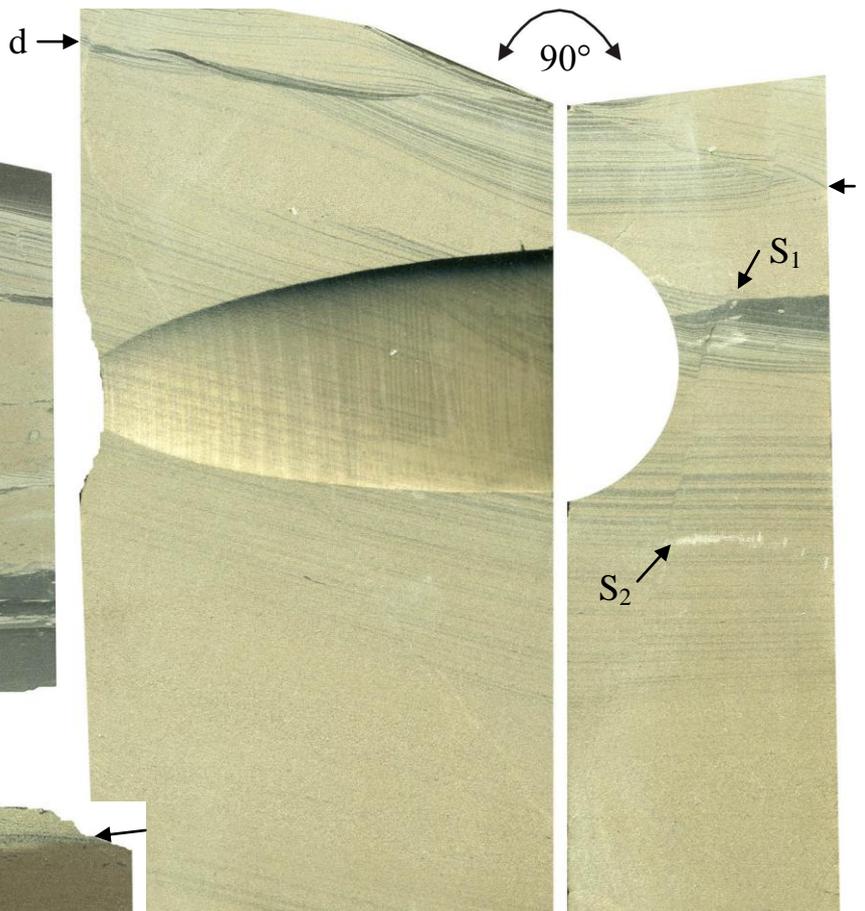
Фиг. 4. Песчаник тонкозернистый, хорошо сортированный. По стрелке – четкий контакт двух серий, определяющих «бугорчатое» наслоение. Плоскость контакта служит прообразом ВНК. Собственно слоистость тонкая косоволнистая; в нижней части образца близкая к косой.

В основании верхней серии уплощенные обломки (литокласты) темно-серого алевролита (L).

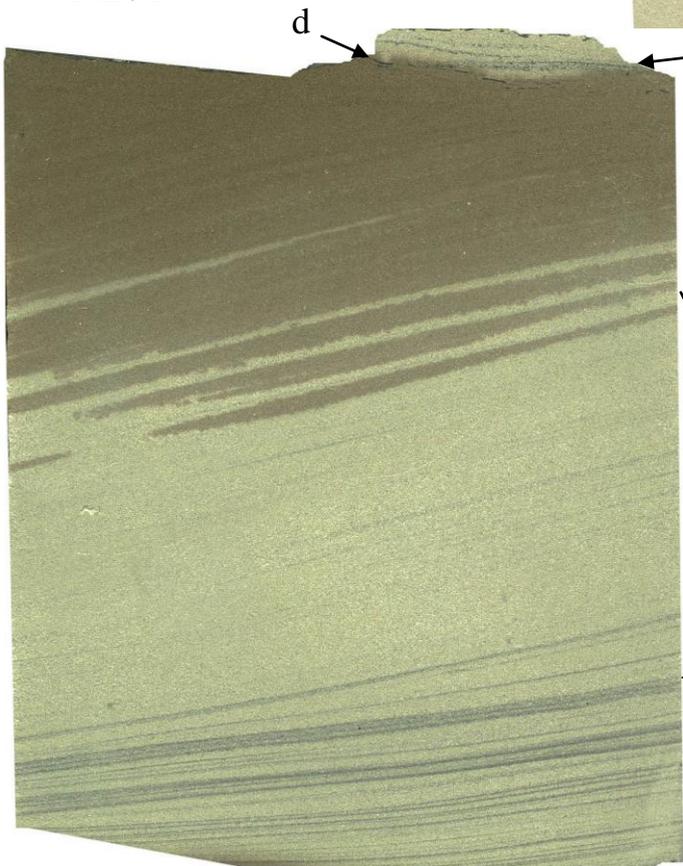
Скв. 13401, глубина 1607,0 м



Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3



Фиг. 4

Фототаблица IX. Отложения полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья (макрофация БП): окончание

Фашиа алеврито-песчаных осадков активных участков подвижного мелководья (БПА)

Фиг. 1. Нижняя часть – тонкозернистый хорошо сортированный массивный нефтенасыщенный песчаник. Между стрелками – крупнозернистый хорошо сортированный алевролит. Снизу вверх, начиная с середины интервала, горизонтальная слоистость сминается послойными смещениями, завершаясь (по верхней стрелке) бугорчатой слоистостью, присущей темпеститам. Выше залегает хорошо сортированный очень тонкозернистый песчаник с тонкой косоволнистой слоистостью.

Скв. 30109, глубина 1498,0 м

Фиг. 2. Крупнозернистый хорошо сортированный алевролит со слабо отчетливой косоволнистой слоистостью. В верхней части два довольно толстых контрастных слоя темно-серого алевроаргиллита. Нижний из них взвхрен водоворотной ямкой шириной 4 и глубиной 2 см (в плоскости образца). Отчетливое многоэтапное выпадение взмученного тонкого материала из взвеси, образованной мини-штормовым процессом.

Скв. 30109, глубина 1512,0 м

Фиг. 3. Нижняя часть – мелко- и крупнозернистый алевролит в неравномерном переслаивании. В самом низу – сингенетические ступенчатые сбросы (S); верхняя часть сильно биотурбирована (bt). Между стрелками, фиксирующими диастемальные перерывы, – переходный слой из трех серий (в плоскости образца): 1 и 2 – косоволнистой сильно срезанной мульдообразной слоистости в крупнозернистом алевролите, 3 – массивного алевроаргиллита. В целом определяет бугорчатую слоистость (см. фиг. 1).

Верхняя часть – хорошо сортированный очень тонкозернистый послойно слабонефтенасыщенный песчаник. Слоистость тонкая полого(косо)-волнистая; нарушена постдиагенетическими микросбросами (S) с углами падения до противоположных (микрограбен g).

Скв. 203, глубина 1459,0 м

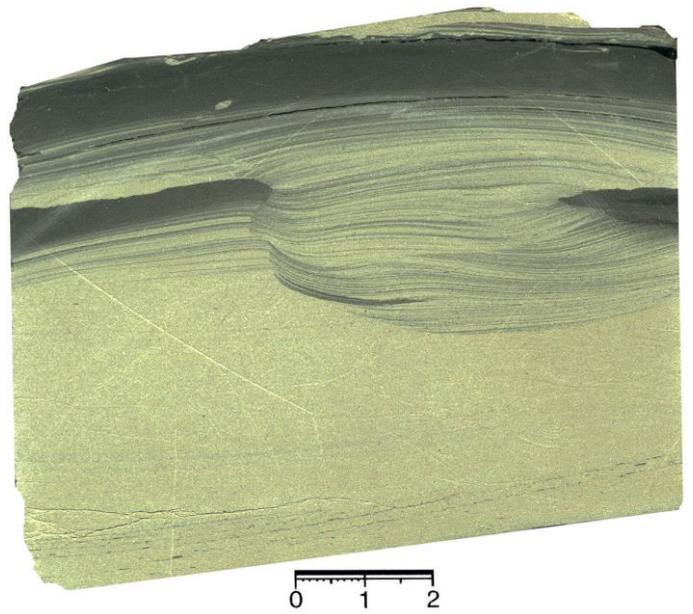
Фиг. 4. Верхняя (основная) часть: песчаник тонкомелкозернистый, хорошо сортированный. Косоволнистая, в основном вогнутая, реже S-образная и перистая слоистость, обусловленная примесью алевритового материала. Сверху вниз отчетливо выделяется пять довольно крупных серий, границы между которыми (особенно двумя верхними) сильно «скользят», давая даже «бегущую волну».

С локальным перерывом, но в целом конседиментационно залегает на мелкозернистом, довольно хорошо сортированном массивном нефтенасыщенном баровом песчанике (фашиа БМБ) – нижняя часть образца. По цвету (нефтенасыщенности) достаточно хорошо различается островершинный валик волновой ряби с индексом RI около 8-10.

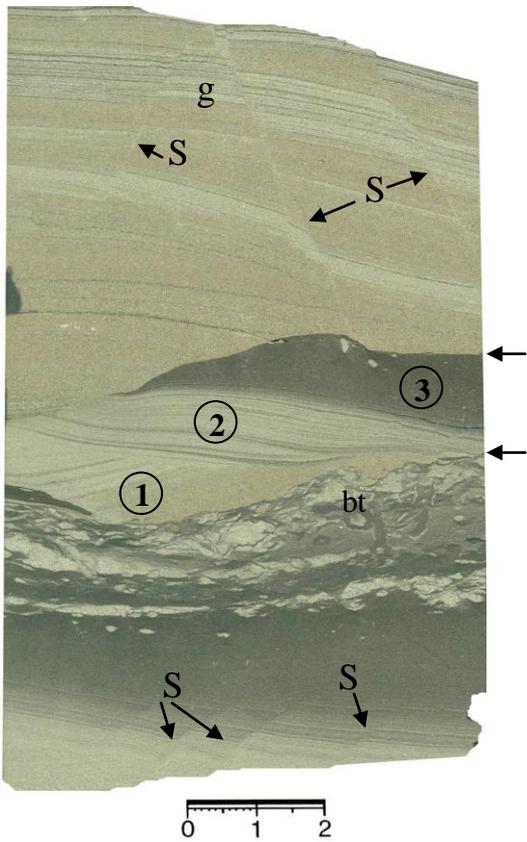
Скв. 31627, глубина 1495,0 м



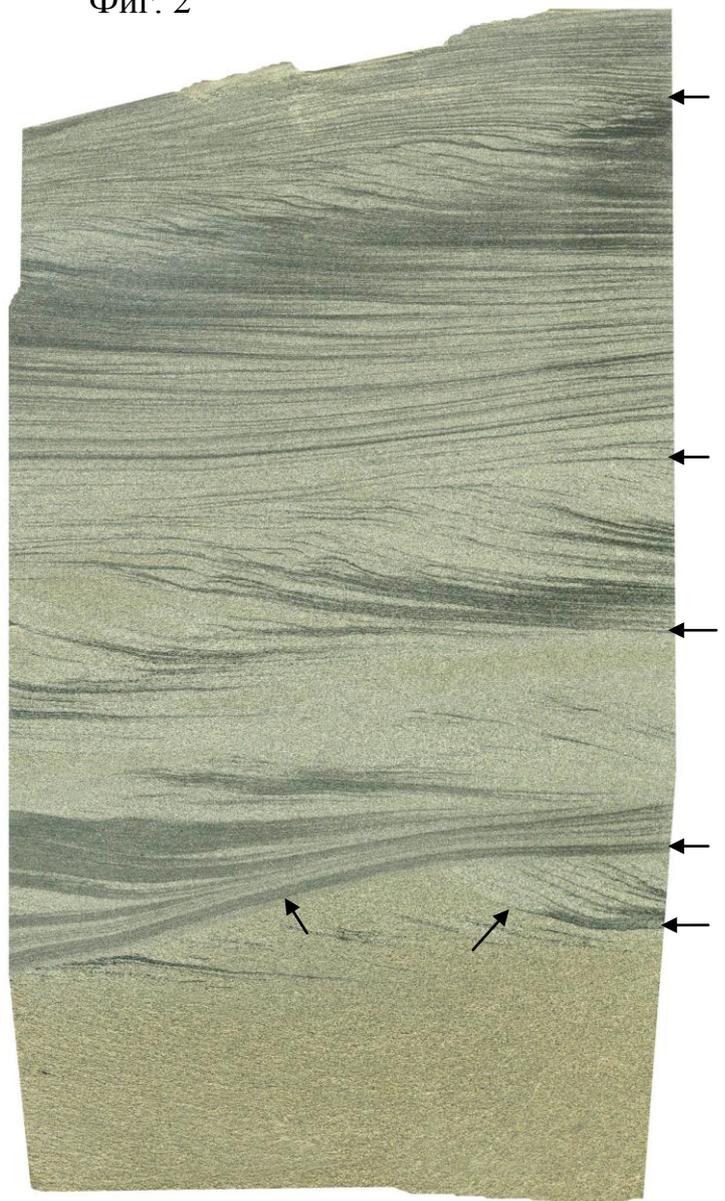
Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3



Фиг. 4

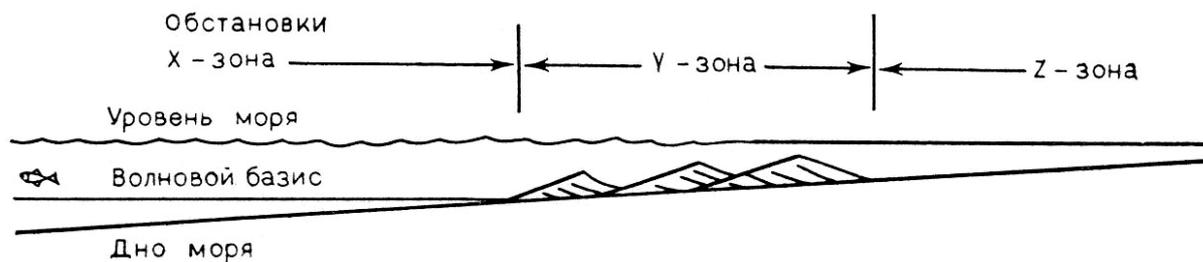


Рис. 4.13. Схема осадконакопления на эпиконтинентальном морском шельфе. По данным Ирвина (M. L. Irwin, 1965): из работы [181, с. 277]:

X-зона. Низкий энергетический уровень, волновой базис. Фации. Кластическая: тонкослоистые глинистые сланцы; карбонатная: тонкослоистые микриты.

Y-зона. Высокий энергетический уровень, песчаные банки и рифы. Фации. Кластическая: песчаные банки; карбонатная: органогенные пески песчаных банок и рифы.

Z-зона. Низкий энергетический уровень, лагуны, приливо-отливные равнины и марши. Фации. Кластическая: пески тонкослоистые с чешуйчато-ленточной слоистостью и ходами организмов, илы, торфяники; карбонатная: илы с галькой, доломиты, строматолитовые известняки и эвапориты

Шельф			Континент
Зона X <i>Низкодинамичное глубоководье</i>	Зона Y <i>Высокодинамичное мелководье</i>	Зона Z <i>Низкодинамичное мелководье</i>	Зона К
Способы осадконакопления			
Осаждение частиц из взвесей, гравитационных потоков и придонных течений в условиях нормальной солености	Накопление частиц, перемещаемых волнениями нормально соленых или опресненных вод	Накопление частиц, перемещаемых опресненными возвратно-поступательными потоками (волновая зыбь, приливы и отливы), осаждение из взвесей	Торфонакопление
Вторичная переработка осадков			
Биотурбирование		Гидроморфное почвообразование	Субаэральное почвообразование и выветривание

Рис. 4.14. Идеализированный профиль эпиконтинентального бассейна с гумидным типом литогенеза [228, с. 46]

В таком случае и в наиболее общем виде перемещение материала, поступающего с континента, может быть отражено схемой, приведенной на

рис. 4.15. Учитывая, что рассматриваемый нами комплекс не был связан со сколько-нибудь большими глубинами осадконакопления, то вполне можно согласиться с формированием равновесного профиля осадконакопления на глубинах, не превышающих 20 м [159]. В таком случае, применительно к схеме фациального расчленения отложений, используемой нами, профиль фаций будет выглядеть следующим образом: БПО+БЗ → БП → БМБ. Дальних склоновых осадков в этом случае «не предусмотрено»; их заменяют отложения удаленной от берега части бассейна.

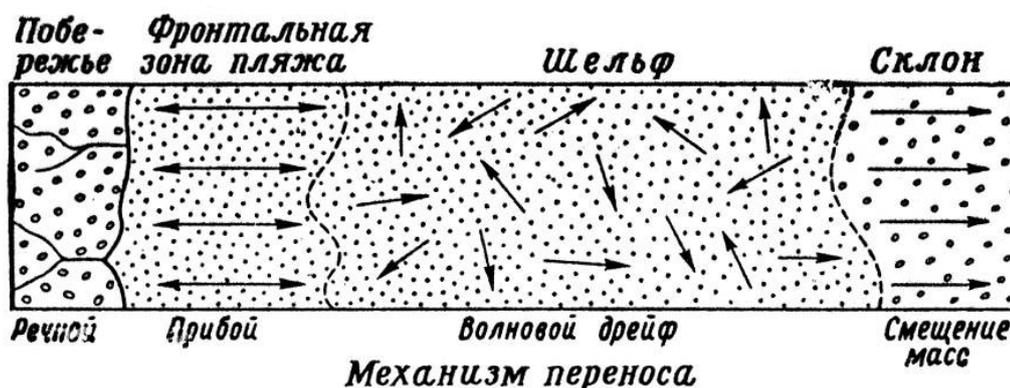


Рис. 4.15. Схематическая модель действия различных процессов переноса в шельфовой области в их связи с побережьем [159, с. 324]

Основной процесс нарастания *барового* мелководья хорошо показан на примере развития барьерных островов, проиллюстрированном на рис. 4.16. При весьма сложной последовательности развития песчаных тел толщина современных барьеров может достигать десятков метров, а протяженность – десятков километров, при отчетливой вытянутости вдоль береговой линии.

Для отложений макрофации открытого подвижного бассейнового мелководья (БМ) выделено *три* фации (см. табл. 4.3):

- переслаивания глинисто-алеврито-песчаных осадков подвижного прибрежного мелководья (БММ);
- песчаных осадков сильноподвижного мелководья (БМБ);
- алеврито-песчаных осадков подвижного мелководья (БМП).

Изображения образцов, иллюстрирующих выделенные фации, приведены в фототабл. X-XII. Их характеристика сводится к следующему.

Фация БММ (фототабл. X) для рассматриваемого комплекса представлена преимущественно хлидолитовыми (мусорными) породами непосредственного берега или крипа (англ. creep – оползание, сползание). Они являются хорошим индикатором береговой линии (в отличие от «растянутой» приливно-отливной полосы, которую характеризует макрофация БП). Особенно четко это видно при рассмотрении последовательности образцов на фиг. 4-3-2, сменяющих друг друга в разрезе одной скважины. Образец на фиг. 3 схож с осадками подножия дельтовых конусов выноса (см. обр. 6 на рис. 3.3). На фиг. 1 к фации БММ относится нижняя часть образца. Выше стрелки фиксируется смена на прибереговые осадки песчаной косы (фация БПК).

**Фототаблица X. Отложения открытого подвижного
бассейнового мелководья (макрофация БМ)**

**Фация переслаивания глинисто-алеврито-песчаных осадков
подвижного прибрегового мелководья (БММ)**

Фиг. 1. Крупнозернистый алевролит (между стрелками) со средней сортировкой материала и «распльвчатой» полого(линзовидно)волнистой слоистостью, обусловленной послыной концентрацией растительного детрита. «Запечатан» тонкозернистым песчаником средней сортировки с бугорчатыми знаками ряби на нижней стрелке и косоволнистой выпуклой слоистостью в верхней части образца. Береговая линия в целом (s. l.).

Скв. 59412, глубина 1525,5 м

Фиг. 2. Мелко-крупнозернистый алевролит достаточно хорошей садки. Содержит 5-10 % включений светло-серого крупнозернистого алевролита в виде останцов от оплывин в ожигенном состоянии. Недалеке перемещение определяется изогнуто-рваным характером включений.

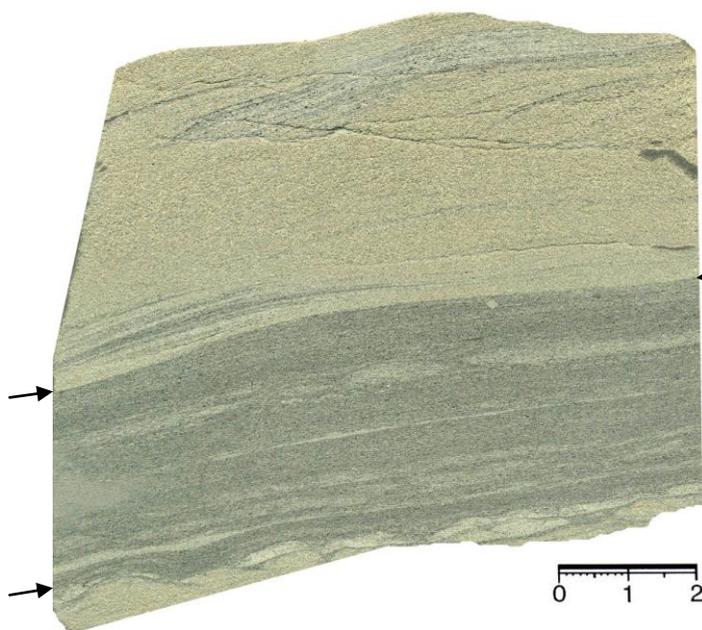
Скв. 59412, глубина 1526,0 м

Фиг. 3. Песчаник тонкозернистый, довольно хорошо сортированный. «Пуддинговая» текстура за счет включений обломков алевритового состава разной формы и размеров. По стрелкам – два продольных смещения, фиксирующих прибреговую разгрузку возникающих напряжений.

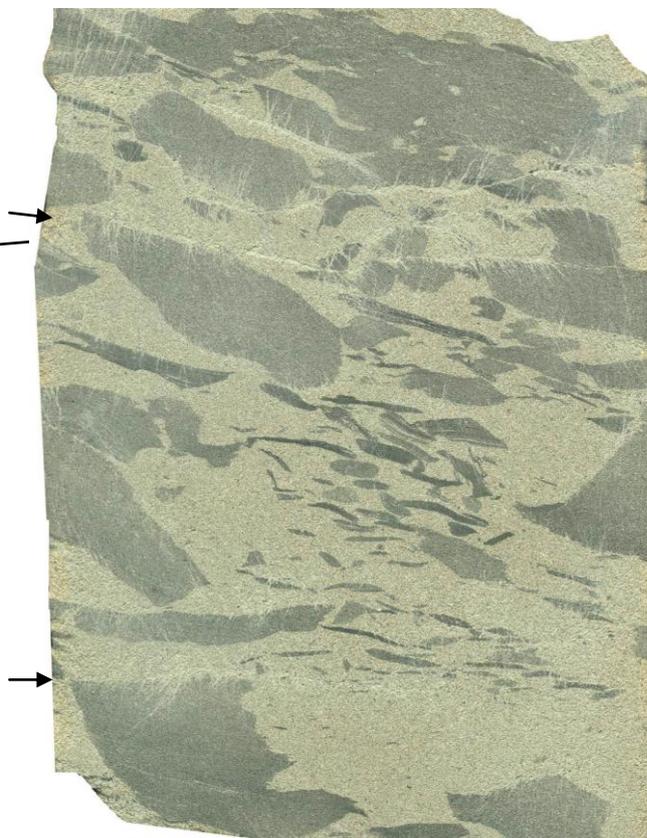
Скв. 59412, глубина 1526,5 м

Фиг. 4. Бимодальное сочетание мелко- и крупнозернистого алевролитов (темное и светлое, $\approx 1 : 1$). При достаточно хорошей сортировке материала образец представляет сплошную оплывину, с общим перемещением по двойной стрелке и тремя намечающимися этажами по пунктирным стрелкам.

Скв. 59412, глубина 1544,5 м



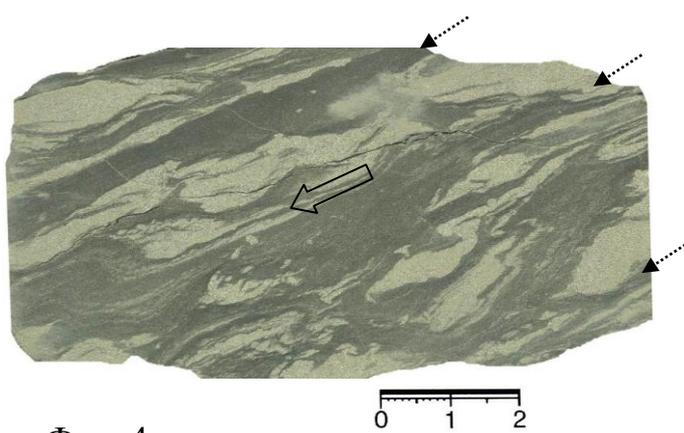
Фиг. 1



Фиг. 3



Фиг. 2



Фиг. 4

**Фототаблица XI. Отложения открытого подвижного
бассейнового мелководья (макрофация БМ): продолжение**

Фация песчаных осадков сильноподвижного мелководья (БМБ)

Фиг. 1. Песчаник мелкозернистый, хорошо сортированный, с редкими вогнутыми (флазерными) слоями, определяющими косоволнистую слоистость. Карбонатный; вблизи контакта слабонефтенасыщенный.

Верхняя часть образца – бимодальное сочетание мелкозернистого алевролита с тонкозернистым песчаником (среднее соотношение ~ 1 : 4), определяющее пологоволнистую в целом и косоволнистую для песчаных прослоев слоистость. Фация БПА.

Скв. 1106, глубина 1542,4 м

Фиг. 2. Песчаник мелкозернистый, средне- и хорошо сортированный, массивный. «Намечается» слабоотчетливая косоволнистая – косая (?) слоистость за счет изменения гранулометрического состава и штрихов растительного детрита.

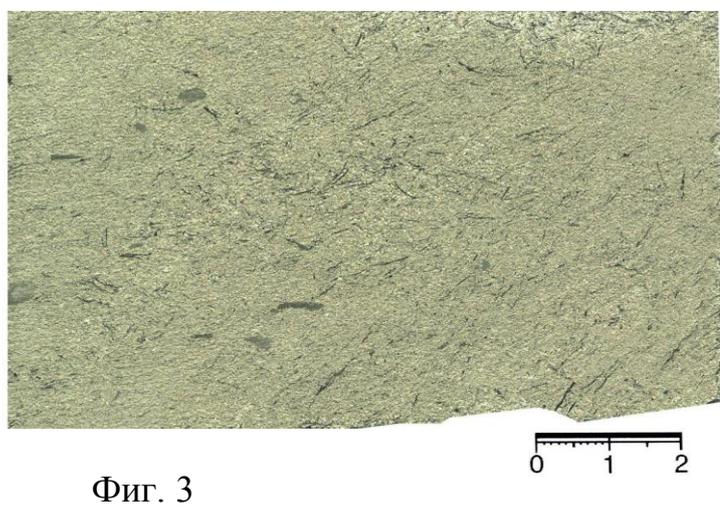
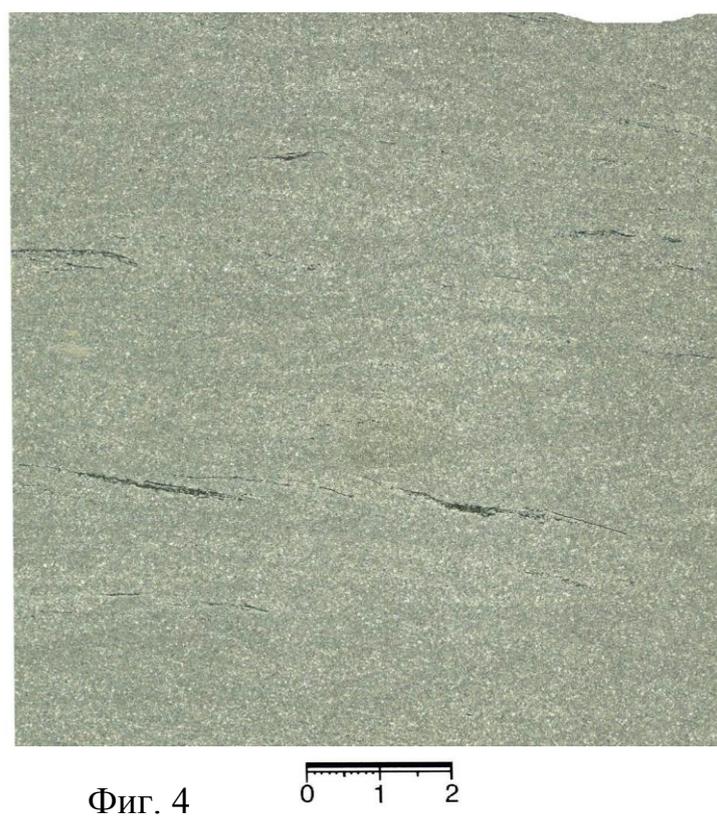
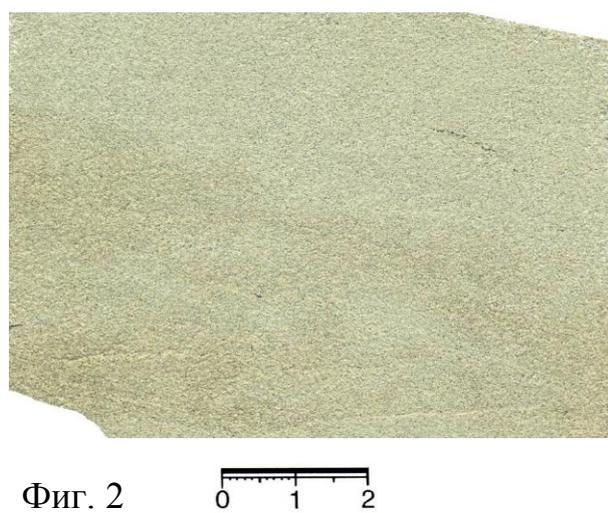
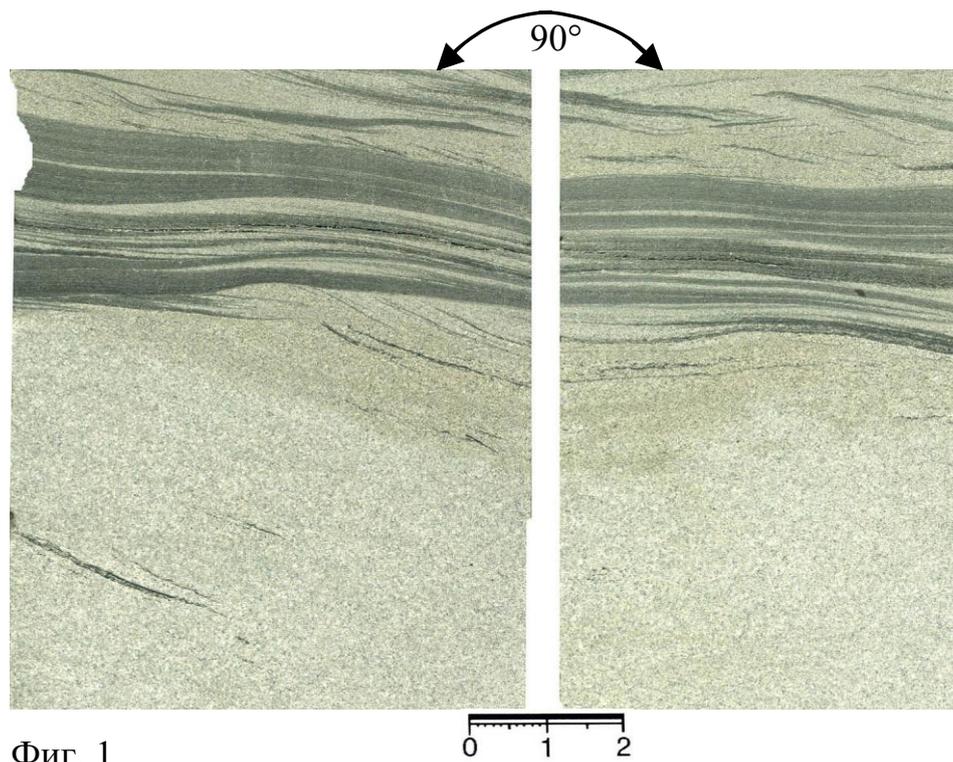
Скв. 59412, глубина 1555,8 м

Фиг. 3. Песчаник мелкозернистый с примесью среднезернистого материала, среднесортированный. Пестрая, «игольчатая» текстура за счет беспорядочных включений растительной сечки и остроугольных частиц алевроитового состава.

Скв. 93123, глубина 1601,0 м

Фиг. 4. Песчаник мелко-среднезернистый, среднесортированный. Мелкая перекрестная косоволнистая слоистость, обусловленная изменением гранулометрического состава и подчеркнутая редкими обрывками растительной сечки.

Скв. 31627, глубина 1501,2 м



**Фототаблица XII. Отложения открытого подвижного
бассейнового мелководья (макрофагия БМ): окончание**

Фаия алеврито-песчаных осадков подвижного мелководья (БМП)

Фиг. 1. Алевролит крупнозернистый, с примесью мелкоалевритового материала, хорошо сортированный. Мелкая расплывчатая пологоволнистая слоистость, иногда переходящая в линзовидно-волнистую.

Скв. 316, глубина ≈ 1486 м

Фиг. 2. Нижняя часть – мелко-крупнозернистый алевролит, с хорошей сортировкой материала. Две серии направленно меняющейся горизонтальной (ритмической) слоистости, граница между которыми показана стрелкой.

Верхняя часть (выше двойной стрелки) – бимодальное чередование мелкозернистого алевролита и тонкозернистого песчаника, формирующее линзовидно-волнистую слоистость.

Скв. 316, глубина ≈ 1488 м

Фиг. 3. Бимодальное чередование мелкозернистого алевролита (темное) и крупнозернистого алевролита (светлое), в верхней части образца (выше стрелки) переходящего в тонкозернистый песчаник. Здесь же преобладающая пологоволнистая и частично линзовидно- и косоволнистая слоистости уверенно переходят в последнюю (кв).

Скв. 316, глубина ≈ 1490 м

Фиг. 4. Алевролит мелкозернистый, хорошо сортированный. Горизонтальная слоистость с намечающейся в средней части образца ритмичностью (границы серий показаны стрелками).

Скв. 57409, глубина 1518,0 м

Фиг. 5. Верхняя часть – алевролит крупнозернистый, направленно меняющийся (снизу вверх) на алевролит мелкозернистый, оба – хорошо сортированные. Слоистость пологоволнистая, в верхней части – с асимметричной рябью волнения.

С перерывом, подчеркнутым оползевым смятием (выделено извилистой линией), залегает на тонкозернистом хорошо сортированном песчанике с косоволнистой слоистостью фации БПА. Сползание происходило по плоскости, наклоненной под углом $\alpha \approx 8^\circ$.

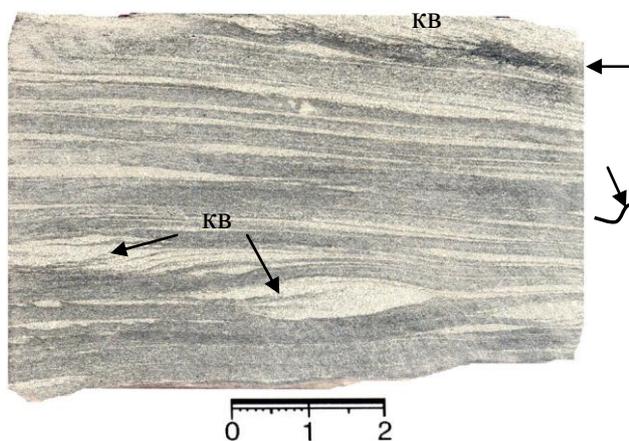
Скв. 32410, глубина 1581,0 м



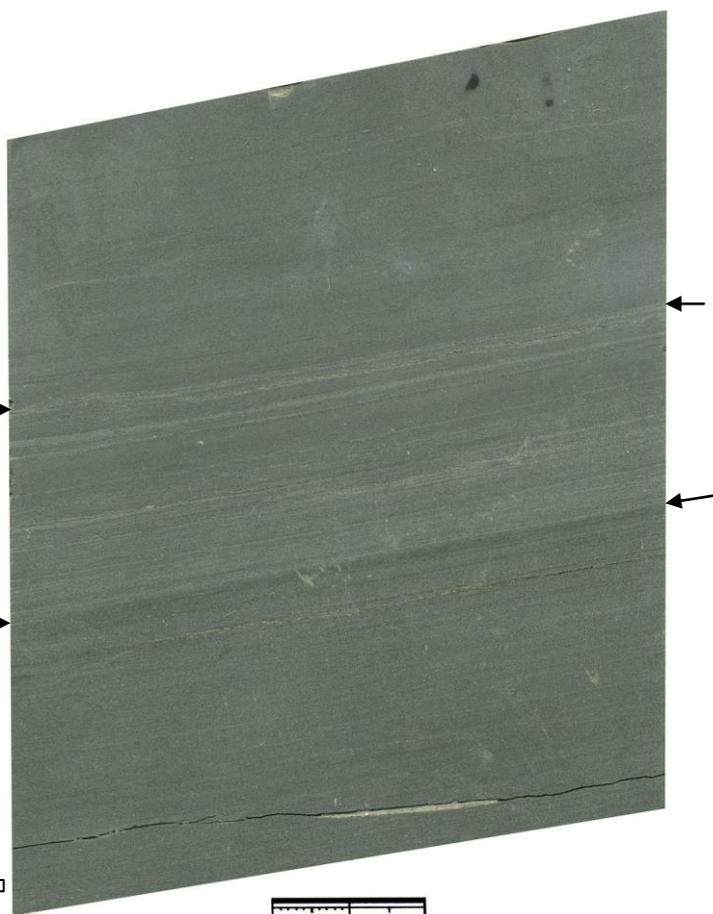
Фиг. 1



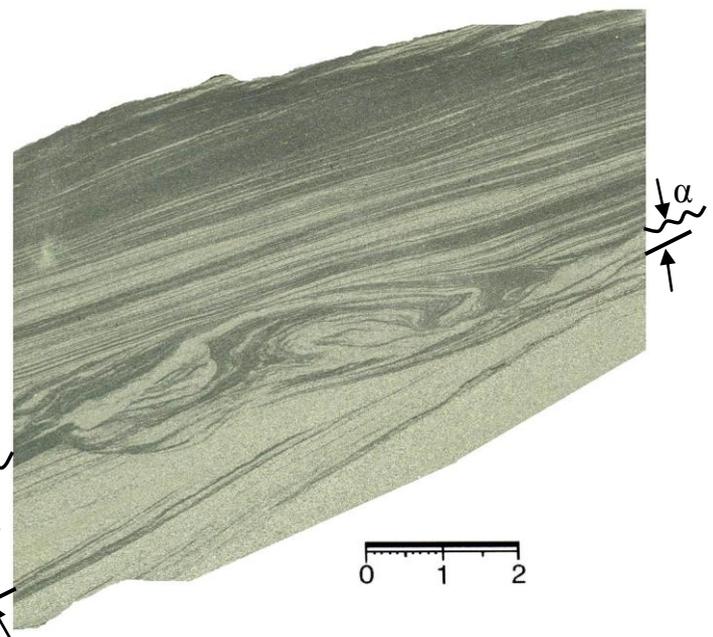
Фиг. 2



Фиг. 3



Фиг. 4



Фиг. 5

Фация БМБ (фототабл. XI) ранее была проиллюстрирована обр. 1 на рис. 3.3 и обр. 3 на рис. 3.10. Отличительными признаками отложений являются достаточно хорошая сортированность и в разной степени выраженная косоволнистая (флазерная) слоистость (фиг. 1, 4). Текстура может быть массивной (фиг. 2); реже – беспорядочной за счет включения детрита и тонких линзочек алевроитовой размерности (фиг. 3).

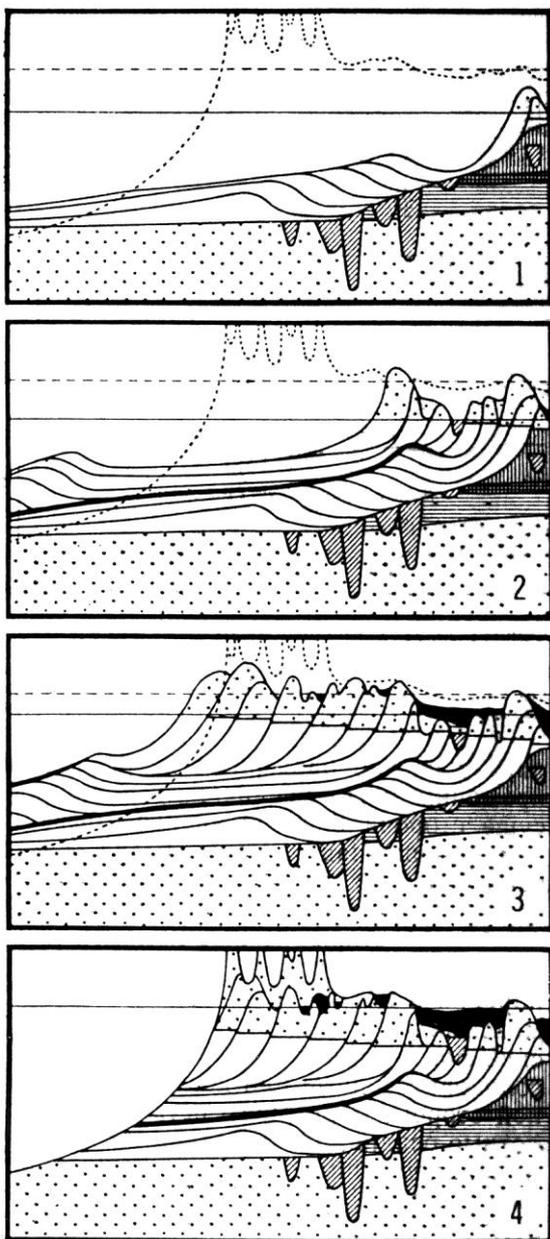


Рис. 4.16. Последовательное развитие барьерного острова в Северном море (van Straaten, 1965: из [159, с. 435]):

- стадии 1-4 фиксируют поступательное продвижение прибойной зоны в сторону моря, что, в частности, обеспечивает возрастающее увеличение размерности материала

Фация БМП (фототабл. XII) характеризует достаточно удаленную от берега часть водной акватории приемного бассейна. Наиболее характерны условия стабильного осаждения достаточно тонкого материала на склоне (см. рис. 4.14), но с минимальным углом наклона перемещения материала. Этому в полной мере соответствуют образцы, отображенные на фиг. 1 и 4. Для фиг. 2 подобные условия меняются на волновые колебательные перемещения (верх образца), которые полностью преобладают на фиг. 3. Наконец, на фиг. 4 фация БМП перекрывает песчаные отложения активного мелководья фации БПА, с послойным сползанием осадков на контакте.

Отложения наиболее удаленной от побережья части бассейна (макрофагия БУ)

В основополагающих для фациального анализа работах по Донецкому бассейну выделялись две фации, наиболее удаленные от побережья, собственно морских терригенных осадков: МА (алевритовых) и МГ (глинистых) (см. табл. 4.2). Нами среди отложений макрофагии БУ традиционно выделяются три фации (см. табл. 4.3), которые далеко не всегда встречаются в тех или иных изучаемых комплексах [4]:

- песчано-алевритовых осадков открытой части бассейна (БУТ);
- алеврито-глинистых осадков открытой части бассейна (БУГ);
- глинисто-карбонатных осадков открытой части бассейна (БУК).

Применительно к отложениям «материкового моря» в работах [23, 195] указано, что «основным признаком для отнесения того или иного типа к группе морских отложений является наличие в породе остатков морской фауны, а так как фауна присутствует далеко не всегда и характерна преимущественно для отложений фации МГ, то весьма существенными, а иногда и решающими диагностическими признаками служат для тонкозернистых пород однородность («отмученность») слагающего породу материала, горизонтальная слоистость, для более грубых, песчаных пород – мелкий размер зерен, хорошая сортировка, преимущественно кварцевый и кварцевослюдястый состав». По первому комплексу из перечисленных основных признаков к отложениям данного генезиса несомненно относятся породы ханты-мансийской свиты. Нами они выделены как фация БУГ (см. выше). Для верхней части викуловской свиты породы макрофагии БУ не установлены.

Е. Ю. Барабошкиным отложения ханты-мансийской свиты отнесены к фации мелкого дизоксийного шельфа^{*)} и характеризуются преобладанием горизонтальнослоистых черных глин с линзами дистальных темпеститов (или без них), с практически полным отсутствием биотурбаций и наличием значительного количества конкреций пирита. Последние два факта свидетельствуют о преобладании дизоксийных и аноксийных условий в придонном слое воды и в осадке, что должно было способствовать захоронению органического углерода.

Изображения образцов, иллюстрирующие **фацию БУГ**, приведены в фототабл. XIII. Образцы на фиг. 1, 2 отобраны непосредственно из ханты-мансийской свиты и иллюстрируют собственно аноксийные (см. выше) условия осадконакопления. На образцах, которые иллюстрируют фиг. 3-5, показан (стрелками) непосредственный **контакт** отложений ханты-мансийской (верх) и викуловской (низ) свит. Во всех трех случаях имеет место *запечатывание* пологоволнистой поверхности, с отчетливым *перерывом* неопределимой длительности. Помимо «основного», достаточно четко выделяемого

^{*)} Барабошкин Е. Ю. Разработка седиментационной модели меловых отложений по скважинам Каменного лицензионного участка (Красноленинское месторождение): Отчет. 46 с. М., 2010.

Фототаблица XIII. Отложения наиболее удаленной от побережья части бассейна (макрофация БУ)

Фация алеврито-глинистых осадков открытой части бассейна (БУГ)

Фиг. 1. Алевроаргиллит хорошей садки, с линзами дистального перемещения более светлого алевритового материала. В центре – слабо пиритизированный субвертикальный ход илоеда.

Скв. 30109, глубина 1470,0 м

Фиг. 2. Алевроаргиллит средней садки, с небольшими линзами активного дистального перемещения крупноалевритового-песчаного материала. Нижняя поверхность более крупных линз неровная, со следами выпаживания (v).

Скв. 1106, глубина 1514,0 м

Фиг. 3. Контакт ханты-мансийской (верх) и викуловской (низ) свит, с соответствующим переходом бимодального мелко- и крупнозернистого алевролитов в темно-серый алевроаргиллит. Интервал перехода обозначен крапом (справа от образца) и выделяется отчетливыми диастемами.

Скв. 3317, глубина 1518,6 м

Фиг. 4. Контакт ханты-мансийской (верх) и викуловской (низ) свит. Нижняя часть – бимодальное сочетание мелко- и крупнозернистого алевролитов с весьма высокой динамикой и mini-сбросами (S). Фация БПВ.

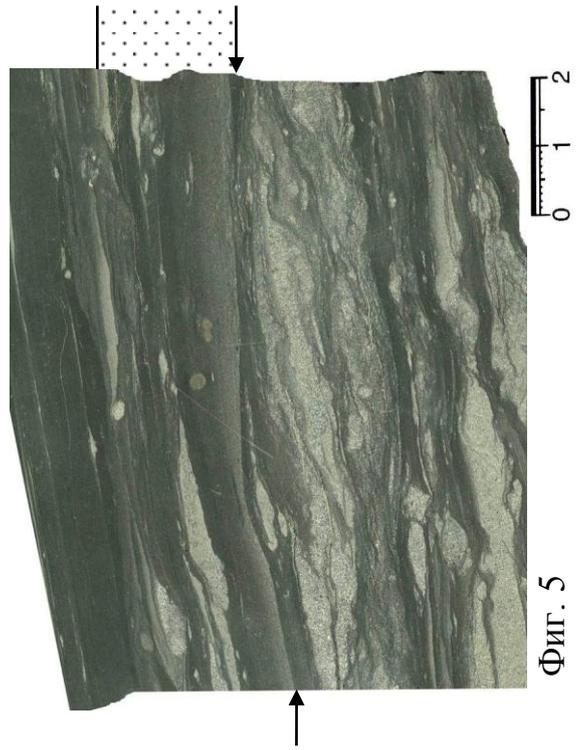
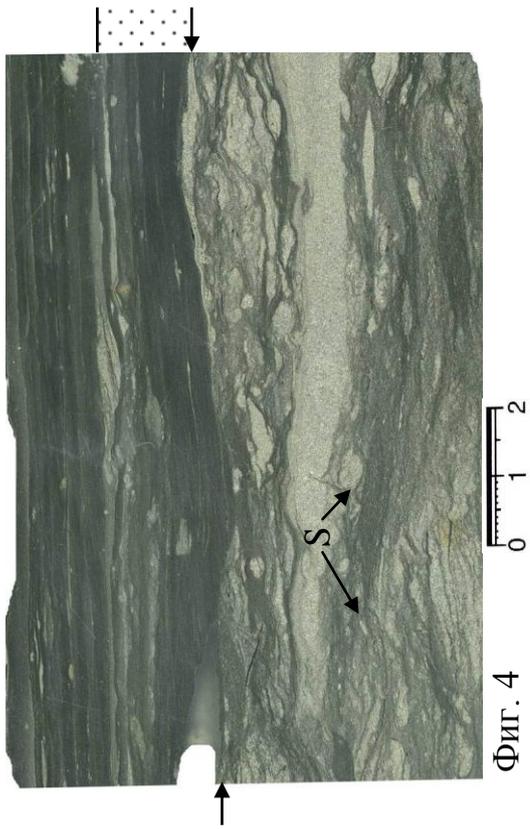
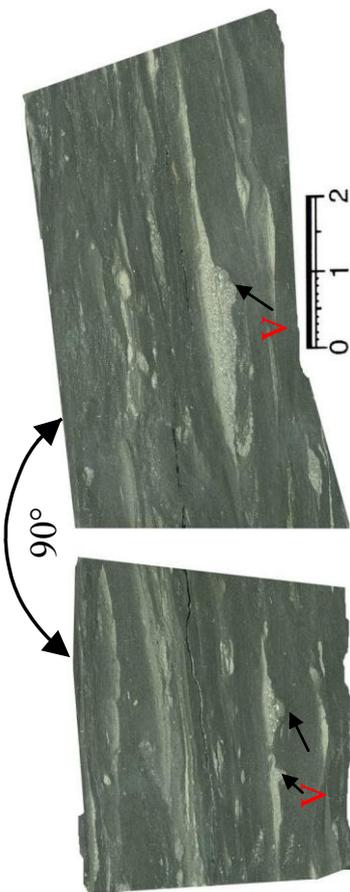
Контакт по стрелке фиксирует длительный (?) перерыв – диастему. Выше – темно-серый алевроаргиллит хорошей садки. Крапом выделен интервал с дистальными «отголосками» активности в осадконакоплении.

Скв. 31627, глубина 1462,0 м

Фиг. 5. Контакт (по стрелке) ханты-мансийской (верх) и викуловской (низ) свит. Нижняя часть – бимодальное переслаивание мелко- и крупнозернистого алевролитов, с высокой динамикой (фация БПВ). С резким контактом длительного (?) перерыва перекрывается алевроаргиллитом стабильной садки. В интервале, обозначенном крапом, дистальные «отголоски» активности в осадконакоплении.

Скв. 57409, глубина 1498,2 м

Фотогалаблиця XIII



контакта, во всех трех случаях можно судить и о некоторой переходной зоне, располагающейся выше такового.

Такой контакт, фиксирующий быстрое и даже сверхбыстрое погружение мелководных обстановок седиментации на относительно большие глубины, присущ многим пограничным рубежам в истории развития осадочной толщи ЗСОМБ. Для границы тюменской свиты и васюганского горизонта (нижнеплитного и собственно плитного этажей) он детально изучен группой новосибирских литологов [121 и др.], а на территории Шаимского НГР – нами [188, 194]. В последнем случае для характеристики контакта привлечена модель гистерезиса (рис. 4.17).

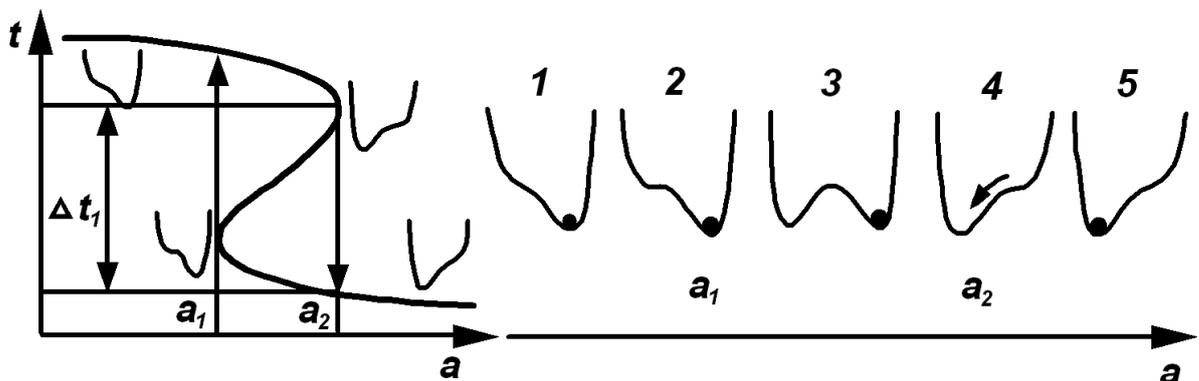


Рис. 4.17. Изменения состояния системы (a, t) при изменении состояния a [140]:

вверху цифрами от 1 до 5 показана яма, в которой находится шарик с большим коэффициентом трения. При последовательном изменении конфигурации дна ямы от положения, обозначенного цифрой 1 до прямо противоположного (5), в некоторый момент (4) шарик вкатывается в противоположный максимум, а система делает катастрофический скачок с величиной Δt_1

Важнейшим выводом из показанного является именно скачкообразное (Δt_1 на рис. 4.17) изменение состояния при исчезающе малом изменении управляющего параметра. Применительно к границе викуловской и хантымансийской свит (как и для верхней границы тюменской свиты в Шаимском НГР) это зафиксировано резким опусканием дна приемного водоема, в частности, приведшего к супербыстрому (в геологическом, естественно, плане) погружению «сверхмелководных» обстановок в довольно глубоководную ситуацию. Тем самым сработал, и весьма своеобразно, «эффект памяти»: механизм осадконакопления (генетический тип) остался тем же, а обстановка (фация) кардинально изменилась.

4.4. Распознавание фаций по таблице диагностических признаков

В Атласах литогенетических типов среднего карбона Донбасса [23], а затем – Алдано-Чульманского района Южной Якутии [22] были предложены таблицы распределения признаков по анализируемым объектам, позволяющие сделать первое определение генезиса породы. Хотя комплексы представленных в этих сводках отложений существенно иные, чем исследуемые в нашей работе, изложенные в указанных работах сведения могут иметь не только методологический, но и практический интерес. Поэтому в табл. 4.5 и 4.6 приводятся фрагменты из определительских таблиц, относящиеся к наиболее близким к исследуемым группам отложений.

Уже в «донецком» Атласе особо подчеркнуто, что его можно рассматривать как «... атлас-определитель, а не только как альбом, годный для визуального сравнения» [23, с. 33]. Для этих целей и предложено использовать составленные таблицы. Прочитываем предлагаемый порядок работ (в том случае, когда не имеется какого-либо четкого признака, сразу указывающего на генезис породы – к примеру, гравийный плохосортированный материал *русловых* отложений или солоноватоводная фауна *морских* алевроаргиллитов).

«Предположим, например, что при описании керна выделен слой песчаника среднезернистого с косой мелкой слоистостью и довольно значительным количеством плохоопределимых мелких растительных остатков; фауна отсутствует (табл.). Как уже указывалось раньше, среднезернистый песчаник может быть встречен (табл.) в 11 литогенетических типах: АР-2, АР-3, ПВ-3, ПП-1, ПП-2, ПР-1, ПР-2, ПО-1, МВ-6, МП-1 и МП-2. По характеру слоистости (табл.) описываемая порода может быть отнесена только к семи типам: АР-3, АП-1, АП-2, ПП-1, ПР-1, ПР-2 и МП-2, и совпадение с определением по гранулометрическому составу отмечается только для пяти типов: АР-3, ПП-1, ПР-1, ПР-2 и МП-2. Характеристика по растительным остаткам (табл.) приводит к тому, что наиболее близким типом является АР-3, т. е. аллювиальный песчаник фации русла.

...

Возможны случаи, когда определение может привести к неполному совпадению диагностических признаков с одним литогенетическим типом, а лишь выявит признаки двух типов одной фации. Это может получиться либо в случае неточного и неполного определения признаков, либо из-за действительного смешения в породе признаков двух типов, что после накопления аналогичных материалов и специального изучения может привести к выделению нового типа или его разновидности.

Может случиться, что последовательное определение по основным диагностическим признакам приведет к двум типам, относящимся к разным фаціальным группам. Например, если имеются следующие данные: алевролит мелкозернистый, слоистость тонкогоризонтальная, много растительных остатков хорошей сохранности, фауны нет, – по табл. будут определены типы АП-4 (аллювиальные фации) и ПО-2 (переходные фации).

Распределение признаков по литогенетическим типам пород среднего карбона Донецкого бассейна ([23], только переходная группа)

Отложения		Переходные от континентальных к морским													
Группа фаций		Переходная - П (см. табл. 4.2)													
Фац и я		Глинистых осадков лагун и заливов - ПГ					Песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья - ПВ			Песчаных осадков пересыпей кос и баров - ПП		Песчаных выносов рек (посевная часть дельты - ПР)		Глинисто-алевритовых и песчаных осадков прибрежных озар-ПО	
Индекс литогенетического типа		ПГ-1	ПГ-2	ПГ-3	ПГ-4	ПГ-5	ПВ-1	ПВ-2	ПВ-3	ПП-1	ПП-2	ПР-1	ПР-2	ПО-1	ПО-2
Породы	Песчаник среднезернистый 0,5-0,25 мм														
	Песчаник мелкозернистый 0,25-0,10 мм														
	Алеврит крупнозернистый 0,10-0,5 мм														
	Алеврит мелкозернистый 0,5-0,01 мм														
	Аргиллит < 0,1 м														
Слоистость	Косая	Крупная													
		Мелкая													
	Косо-волнистая	Мелкая													
	Волнистая	Крупная													
		Мелкая													
	Горизонтальная	Мелкая													
Тонкая															
Текстура неслоистая															
Растительные остатки	Крупные и грубые растительные остатки минерализованные и обугленные														
	Мелкие растительные остатки и отпечатки														
	Растительный детрит														

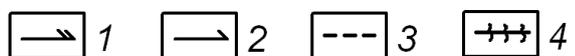


Обозначения (для растительных остатков): 1 – стебли хорошей сохранности; 2 – листья хорошей сохранности; 3 – растительные остатки плохой сохранности; 4 – растительный детрит; 5 – тонкий растительный детрит.

Количество растительных остатков: 3 знака – очень много (обильные); 2 знака - довольно много (присутствуют в значительном количестве); 1 знак – мало (иногда, редко, единичные)

Распределение признаков по литогенетическим типам пород юрских отложений Алдано-Чульманского района Южно-Якутского каменноугольного бассейна ([22]; только бассейновая группа)

Отложения		Бассейновые												
Группа фаций		Бассейновая												
Фац и я		Песчаных осадков открытой части бассейна - ОЧБ		Песчано-алевритовых осадков зоны подвижного мелководья бассейна - ПМБ			Глинисто-алевритовых и песчаных осадков зоны малоподвижного мелководья бассейна - ММБ				Песчаных выносов рек в бассейн - ВРБ			
Литогенетические типы		ОЧБ-1	ОЧБ-2	ПМБ-1	ПМБ-2	ПМБ-3	ММБ-1	ММБ-2	ММБ-3	ММБ-4	ВРБ-1	ВРБ-2	ВРБ-3	
П о р о д ы	Конгломерато-брекчия													
	Конгломерат и гравелит													
	Песчаник	разнозернистый												
		крупнозернистый											▨	
		среднезернистый	▨	▨								▨	▨	▨
		мелкозернистый	▨	▨	▨	▨	▨	▨	▨			▨		▨
	Алевролит	крупнозернистый			▨	▨	▨	▨	▨	▨				
		мелкозернистый						▨	▨	▨				
	Аргиллит							▨						
	Уголь													
С л о и с т о с т ь	Косая	крупная										▨	▨	
		мелкая					▨							
	Косо-волнистая	мелкая					▨							
	Волнистая	мелкая			▨	▨							▨	
	Полого-волнистая			▨	▨		▨	▨			▨			
	Горизонтальная			▨			▨	▨	▨	▨				
Текстура неслоистая		▨								▨				
П о р о д ы	Песчаник	крупнозернистый										~1	~1	
		среднезернистый	→	→							~1	~1		
		мелкозернистый	→	→	▨	▨	▨	▨			▨	▨		
	Алевролит	крупнозернистый			▨	▨	▨	▨	▨		▨			
		мелкозернистый						▨	▨	▨	▨			
	Аргиллит							▨	▨	▨				



Обозначения (для растительных остатков): 1 – растительные остатки плохой сохранности; 2 – растительный детрит; 3 – тонкий растительный детрит; 4 - отпечатки листьев хорошей сохранности.

По динамике среды и общим условиям образования тип АП-4 (фацция пойменного озера) и тип ПО-2 (фацция приморских озер), несомненно, близки между собой, что и затрудняет их точное определение даже при пользовании отдельными сравнительными фаціальными таблицами. В данном случае вопрос может быть решен с учетом пород подстилающих и покрывающих слоев, характер которых дает указание на общую обстановку осадконакопления – русловую или озерную» [23, с. 32-33].

В работах по юрским угленосным толщам Северной Евразии, подытоженным в Атласе [4], самостоятельные таблицы (по размерности пород, их слоистости, органическим остаткам) сведены в *одну*, что упрощает ее использование. Кроме того, предложено не пересматривать для каждого нового признака все возможные обстановки (как сделано в вышеприведенном примере), а определять его наличие *только* в тех типах, для которых установлен предыдущий. Тем самым, к примеру, из 11 литогенетических типов со среднезернистым песчаным составом (см. выше) мы сразу перейдем к пяти из них, имеющим соответствующий тип слоистости. В этом случае «выпадает» промежуточная итерация с поиском семи типов с косою мелкой слоистостью – она только затрудняет поиск и делает его весьма субъективным в рамках неопределенности значимости или «веса» того или иного признака.

Сводная таблица диагностических признаков выделяемых фаций приведена в табл. 4.7. Как было отмечено в начале 3-й главы, признаки достаточно хорошо делятся на две группы. 1. Конститутивные, то есть присущие всем породам и дающие основной материал для диагностики таковых. К ним относятся гранулометрический состав, сортированность и текстура (прежде всего слоистость). 2. Индикативные, проявляющиеся не всегда или в особых случаях. Они в основном дополняют конститутивные, но иногда приобретают ведущее значение при установлении генезиса породы. Для исследуемого комплекса среди индикативных признаков мы рассматриваем флорофаунистический набор, наличие обломков пород (литокластов) и некоторые минерально-геохимические показатели (см. табл. 4.7).

Существенной верификацией последнему служит заключение Е. Ю. Барабошкина, следующим образом охарактеризовавшего меловые отложения Каменного лицензионного участка по скв. 30109, 9301, 203 Р, 93123 и 31627 (см. ссылку на с. 141). «Особенностью всех разрезов в целом является то, что эпиконтинентальный морской бассейн викуловского времени был в значительной мере изолированным и опресненным [20], поэтому (1) настоящих морских фаций и фауны здесь не наблюдается; (2) глубины бассейна относительно небольшие; (3) ихнокомплексы изначально обеднены, представлены толерантными ихнотаксонами и не являются четким показателем батиметрии; (4) роль приливов на осадконакопление не велика; (5) основные источники сноса расположены на З и ЮЗ». Не соглашаясь с 4-м положением и оставляя пока в стороне 5-е, констатируем полное сходство наших позиций по первым трем.

Сущностная космополитность ихнофоссилий может быть проиллюстрирована на примере, заимствованном из работ того же Е. Ю. Барабошкина [35]. В табл. 4.8 приведено распределение ихнотаксонов по отложениям флювиальной дельты черкашинской свиты (готерив-баррем) Салымского свода Западной Сибири. Отчетливо видно, что границы между основными ихнофоссилиями, показанными ранее в п. 3.4, не всегда четкие, часто существует неопределенность в их идентификации; наблюдается смешение ихнокомплексов как в батиальном профиле, так и по латерали.

С учетом всего перечисленного, определение фации по достоверно установленным признакам может быть сведено к простой информационно-поисковой процедуре, что и было впервые предложено в Атласе [23] (см. вышеприведенную цитату). Проиллюстрируем это двумя конкретными примерами на образцах, сканированные изображения которых приведены на рис. 4.18 и 4.19.

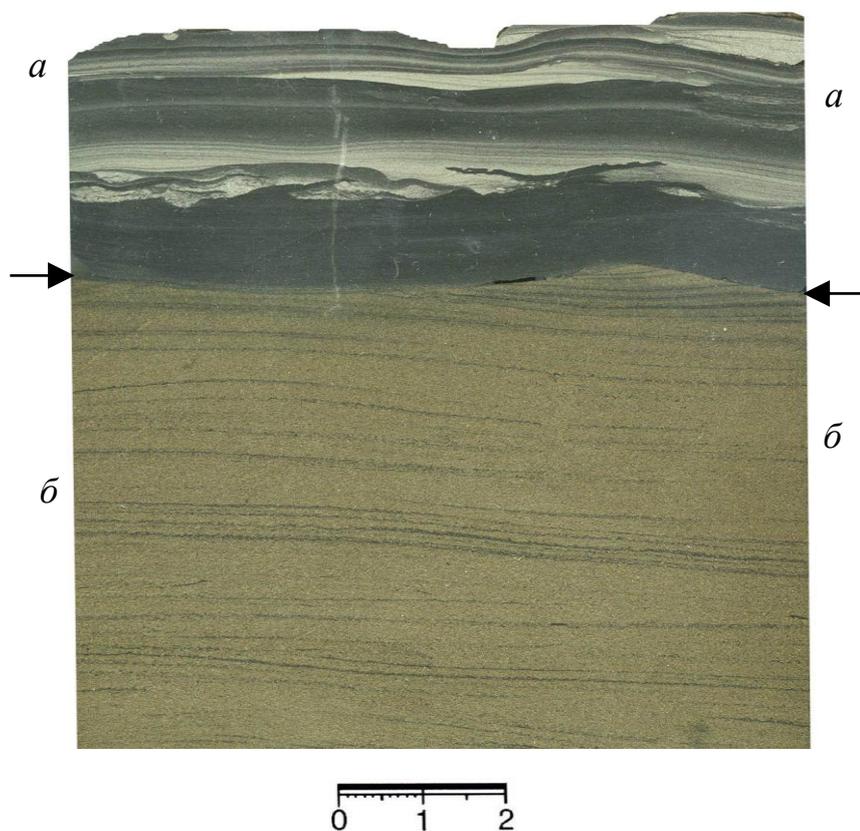


Рис. 4.18. Пример 1. Образец, в котором выделяется два самостоятельных слоя (граница по стрелке):

- верхний (а): бимодальное сочетание мелко-(темное) и крупно(светлое)зернистых алевролитов – ритмит. Садка материала хорошая, слоистость тонкая пологоволнистая; в основании крупноалевритовых серий слойков – косоволнистая; в нижней серии – с полойным взмучиванием;

- нижний (б): песчаник тонкозернистый, хорошо сортированный, с тонкой косо́й слоистостью, подчеркнутый небольшим количеством растительного аттрита. Слабо нефтенасыщен

**Распределение ихнородов по фаціальным обстановкам
и ихнофациям [35]**

Ихнофации	Scoyenia							Skolithos							Glossifungites				
															Cruziana				
Обстановки/ Ихно- таксоны	Пойма	Понд (озеро)	Марш	Приливная отмель	Дистрибутивное русло	Приливное русло	Нижний пляж	Верхняя предфронт. зона	Средняя предфронт. зона	Нижняя предфронт. зона	Устьевой бар	Изолированная лагуна	Органическая лагуна	Залив	Переходная зона	Продельта			
Корни и их слепки	1	1	1	1	1	1													
<i>Scoyenia</i>	1		1	1															
<i>Planolites</i>			1	1			1	1	1	1			1	1	1	1			
<i>Skolithos</i>			1	1			1		1	1	1		1	1	1				
<i>Ophiomorpha</i>					1				1	1									
<i>Palaeophycus</i>		1		1			1	1	1	1	1		1	1	1	1			
<i>Phycodes</i>			1	1						1	1		1		1	1			
<i>Thalassinoides</i>			1	1			1			1			1						
<i>Teichichnus</i>				1					1	1	1	1	1	1	1	1			
<i>Rosselia</i>				1					1	1									
<i>Terebellina</i>				1						1									
<i>Lockeia</i>				1			1			1	1				1	1			
<i>Zoophycos</i>				1									1	1	1	1			
<i>Monocraterion</i>				1						1									
<i>Lingulichnus</i>				1															
<i>Macaronichnus</i>							1			1				1	1	1			
<i>Asterosoma</i>								1	1	1				1	1				
<i>Schaubcylindrichnus</i>									1										
<i>Conichnus</i>									1										
<i>Arenicolites</i>										1			1		1	1			
<i>Helminthopsis</i>										1									
<i>Trichichnus</i>										1	1		1		1	1			
<i>Phycosiphon</i>										1		1	1	1	1	1			
<i>Chondrites</i>										1		1	1		1	1			
<i>Diplocraterion</i>													1						
<i>Gyrolithes</i>															1				
<i>Cylindrichnus</i>										1									
ТАКСОНЫ	2	2	6	14	2	1	6	3	9	18	6	3	12	8	13	11			

Установить генезис верхнего слоя несложно: ритмичная текстура присуща фации приливо-отливных отложений или ваттов (БПВ). Другие признаки этому определению не противоречат.

Для нижнего слоя выполним поиск по табл. 4.7, пользуясь сделанными определениями:

- тонкозернистый песчаный состав характерен (только **полностью** заштрихованные клетки) для 10 фаций (макрофаций) – КС, БЗ, БДА, БПО, БПВ, БПК, БПА, БММ, БМБ, БМП;
- хорошая сортировка – 7 фаций из 10 перечисленных выше – БЗ, БДА, БПВ, БПК, БПА, БМБ, БМП;
- косая слоистость – 2 фации из 7 перечисленных выше – БДА и БПК;
- прочие (индикативные) признаки дополнительной информации не дают.

По характерному парагенезу (с «соседней» фацией из одной макрофации БП) остановимся на фации БПК.

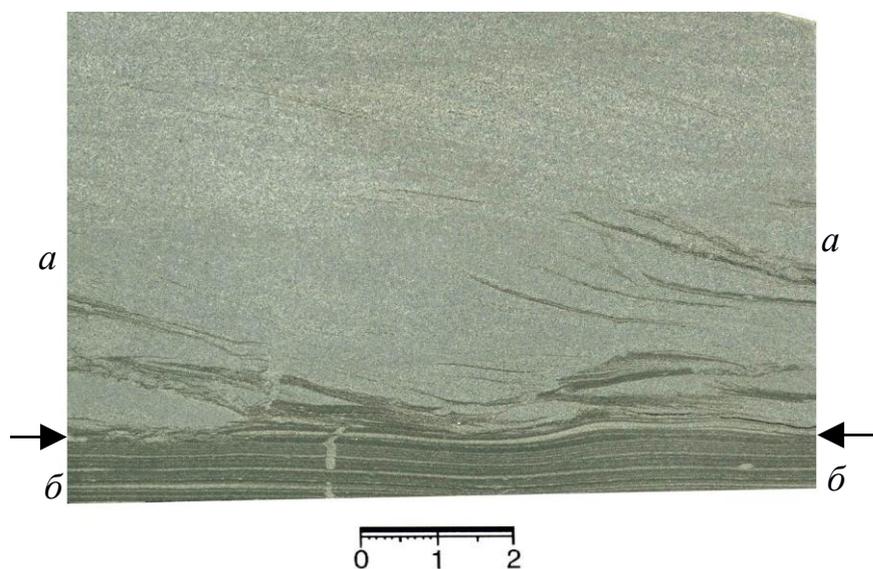


Рис. 4.19. Пример 2. Образец, в котором выделяется два самостоятельных слоя (граница по стрелке):

- верхний (а): песчаник тонко(мелко)зернистый, хорошо сортированный, с мелкой косоволнистой вогнутой (мульдообразной) слоистостью, слабокарбонатный;
- нижний (б): алевролит мелкозернистый, хорошей садки, с тонкой пологоволнистой слоистостью, подчеркнутой растительным аттитом

Для верхнего слоя показатели размерности и сортированности материала близки к показанным для предыдущего образца – потому сразу выходим на 7 фаций по двум первым итерациям:

- БЗ, БДА, БПВ, БПК, БПА, БМБ, БМП;
- косоволнистая слоистость присуща четырем фациям из них – БПВ, БПК, БПА и БМБ;
- из этих четырех «выпадает» БПВ, с четкой «ритмичной» текстурой, которой в анализируемом образце нет.

Среди трех оставшихся по «чисто» косоволнистой слоистости и карбонатизации некоторое преимущество имеет фация БМБ (песчаных осадков подвижного мелководья). Однако такое решение приблизительно и требует уточнения.

Для нижнего слоя поиск по табл. 4.7 приводит к следующим результатам:

- мелкоалевритовый состав присущ шести фациям (макрофациям) – КС, БЗ, БПО, БПП, БПВ и БУ;
- хорошая садка (сортировка) – четверем из них – БЗ, БПП, БПВ и БУ;
- пологоволнистая слоистость – трем из перечисленных выше – БЗ, БПП и БПВ;
- (!) по парагенезису с вышезалегающим слоем, имеющим сингенетический контакт, преимущество следует отдать фации алеврито-глинистых осадков малоподвижного мелководья (БПП). Кстати, это подтверждает и сделанный выше выбор в отнесении верхней части образца к баровому подвижному мелководью (БМБ).

В завершение как раздела, так и главы в целом вновь обратимся к методике выполняемых исследований (см. п. 2.1 – четвертая итерация на рис. 2.1, а также начало разд. 4.2). Основное в ней – это *индуктивный* анализ исходных данных (от частных признаков – к определению генезиса), с обязательной проверкой определений: в данном случае при оценке парагенеза обстановок. Именно таким образом устанавливается фация как обстановка, реализованная в породе (осадок+условия): см. рис. 2.6.

5. СТРОЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ ПРОДУКТИВНОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА

Вопросы, предназначенные к рассмотрению в данной главе, являются одними из наиболее насущных и ключевых в нефтегазовой литологии. Ранее мы уже определились с рассмотрением всего процесса изучения того или иного объекта в *индуктивной* последовательности (от частного к общему), как это установлено методикой работ при фациально-циклических исследованиях (см. рис. 2.7). Покажем ее в виде схемы, неоднократно использованной в разных изданиях (рис. 5.1).

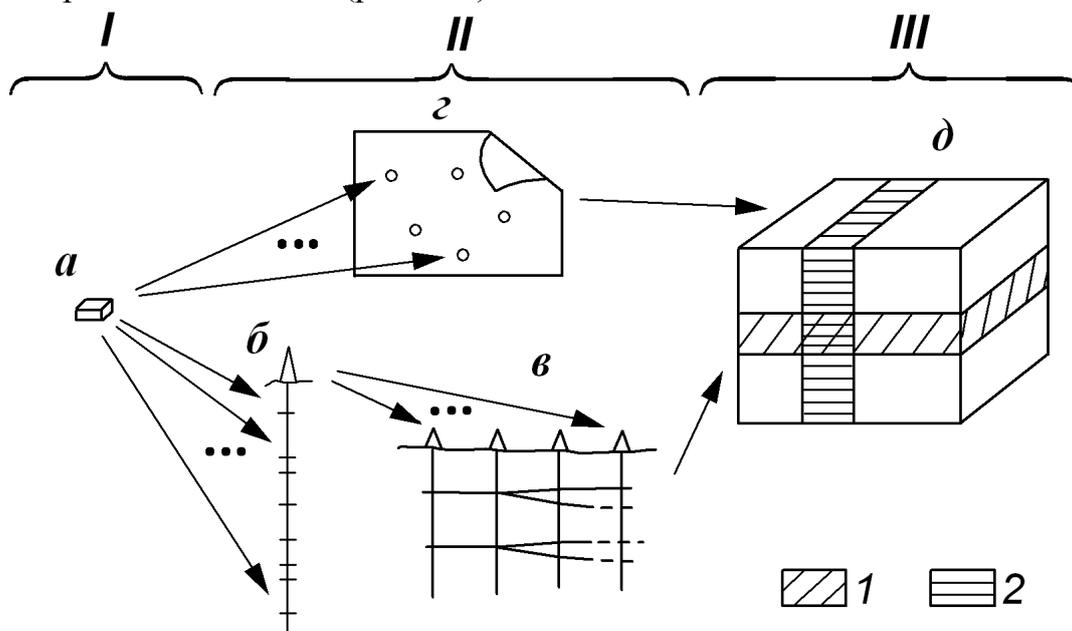


Рис. 5.1. Последовательность литолого-фациальных (I) – фациально-циклических (II) – формационных (III) исследований (см. табл. 2.1):

- a* – выделение и изучение слоев и их генезиса (фаций): *точка*;
- б* – установление закономерностей в чередовании слоев (циклическости) на колонках скважин: *линия*;
- в* – корреляция отложений на разрезах: *вертикальная плоскость*;
- г* – фациальные и палеогеографические реконструкции с построением карт: *горизонтальная плоскость*;
- д* – установление и характеристика крупных геологических тел в их *объеме* (1 – подформации или субформации; 2 – районы, области, изолированные депрессии)

Из пяти итераций, отображенных на рис. 5.1, в данной главе подлежат рассмотрению две – *б* и *в*. Отметим, что в нефтегазовой литологии они характеризуются весьма существенной спецификой. Это определяется двумя главными причинами: 1) малым количеством керна и избирательностью его отбора (в основном по продуктивным горизонтам); 2) ориентированием преимущественно на дистанционные (s. I.) исследования в виде скважинных (ГИС) и сейсмогеологических наблюдений. О последнем мы уже упоминали выше (см. п. 2.1; рис. 2.3). С учетом этой специфики и приступим к изложению материала.

5.1. Колонки скважин

Как было отмечено в начале главы, нефтегазолитологические исследования имеют существенную специфику, заключающуюся (в упрощенном виде) в недостаточности керна и хорошо разработанной методике ГИС. Исходя из этого можно высказать некоторые соображения о форме подачи материала на колонках скважин, являющихся ключевым звеном геологической информации при изучении глубокозалегающих или подповерхностных (англ. *sub-surface*) толщ. В схематичном виде они показаны на рис. 5.2.

На колонках скважин, вскрывших терригенные отложения, главной геологической информацией, показываемой соответствующими значками (а в последнее время и цветом) в поле, ограниченном двумя параллельными линиями, изображается размерность частиц, т. е. смена гранулометрических типов пород (А на рис. 5.2). Другие сведения, полученные при документации, приводятся дополнительными знаками либо даются в описательном виде (здесь же, на колонке, в отдельном столбце либо в текстовом приложении). Следует отметить, что при частом чередовании небольших по толщине слоев колонки становятся весьма трудночитаемыми. К примеру, при масштабе изображения 1 : 500 к самостоятельному выделению пригодны только слои с толщиной более 1 м (учитывая минимальную высоту знака 2 мм).

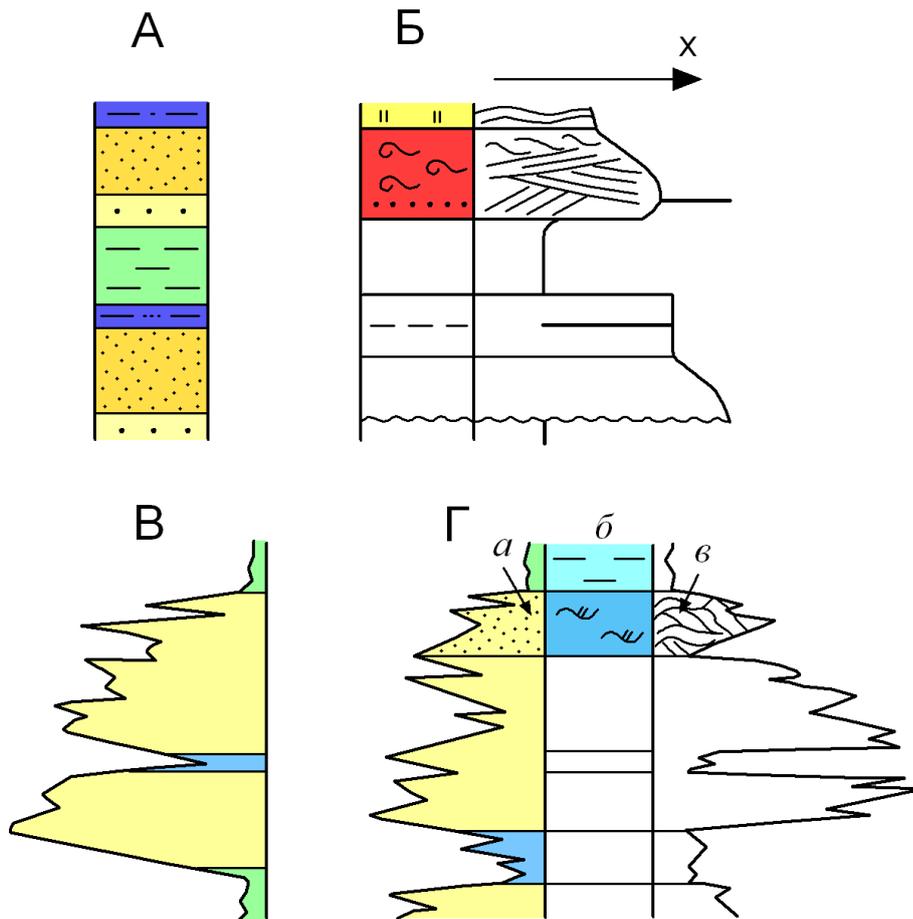


Рис. 5.2. Варианты построения колонок скважин:

А – в параллельных линиях;

Б – в виде гранулометрической кривой (х – увеличение размерности частиц);

В – по одной из кривых ГИС (чаще всего электрометрического метода потенциал-сопротивления ПС);

Г – по двум взаимополярным характеристикам ГИС, с различными вариантами цветового и графического заполнения полей *а*, *б* и *в*.

Дополнительные пояснения в тексте

Указанным «техническим» ограничением определяется существенный диссонанс в построении колонок: с одной стороны, естественным выглядит стремление геолога показать *визуально* максимально детальную информацию. С другой – это желание сдерживается как используемым масштабом, так и небольшими возможностями варьирования ограниченным набором знаков в поле параллельных линий, «чтение» которых требует специальных навыков. При значительных мощностях выделяемых слоев и относительно «монотонном» строении толщи этот диссонанс не ощущается или проявлен слабо. При контрастном же чередовании слоев (см. выше) либо повышенных требованиях к точности их выделения недостатки «плоскопараллельных» колонок очевидны.

Сущностный выход из констатированной выше ситуации предложен известным исследователем угленосных толщ Г. А. Ивановым. Еще в 1950 г. он разработал методику вычерчивания разрезов угленосных отложений с *гранулометрической кривой* (см. рис. 5.2, Б), в последующем доведя ее до совершенства [105]. В принципе эта методика исходит из стремления *рельефно* отобразить те или иные природные явления, которые, например, нередко можно наблюдать в крупных обнажениях по разной выветрелости различных слоев горных пород. В отличие от обычно вычерчиваемых колонок, ограниченных двумя параллельными линиями, в разрезе с гранулометрической кривой колонка разреза ограничивается прямой линией только с левой стороны. Вместо правой прямой линии колонку ограничивает кривая гранулометрического состава осадков, которая строится с использованием стандартной гранулометрической шкалы. На этой шкале от линии, ограничивающей нормальную колонку разреза слева, вправо наносятся деления, соответствующие различной и все увеличивающейся крупности зерна осадков. Помимо своей наглядности предложенный способ изображения материалов имеет целый ряд достоинств. Во-первых, на гранулометрической кривой можно показать слои и прослои *любой* (вплоть до «нулевой») мощности. Это выполняется путем проведения горизонтальной линии – штриха от кривой до линии, отвечающей размерности материала этого прослоя (более мелкого – влево, более крупного – вправо, как это и показано для двух слоев на рис. 5.2, Б). Во-вторых, гранулометрической кривой можно показывать не только основные типы, но и *разновидности* пород, путем ее отведения на *часть* расстояния, соответствующего основным выделяемым разностям. В-третьих, можно показать изменения состава пород даже *внутри* слоя, также отводя кривую в ту или иную сторону от сетки линий, отвечающих основным типам пород. Наконец, в-четвертых, можно весьма просто показать любое по масштабу *переслаивание* пород в виде зигзагообразной кривой или попеременных штрихов, проводимых влево и вправо от «среднего» уровня гранулометрической кривой.

Помимо перечисленного, уже в 1967 г. Г. А. Иванов прямо указал: «Разрез с гранулометрической кривой по своему характеру аналогичен *электрокаротажной кривой*, но отличается от нее рядом преимуществ. Он овеществлен реальными, физически наблюдаемыми типами пород, в то

время как в каротажных кривых отражаются изменения тех или иных из определяемых ... свойств пород (КС, ПС, ГК и др.)» [105, с. 13].

Нам остается лишь сожалеть о том, что предложение о принятии разреза с гранулометрической кривой и другими признаками в качестве обязательного ГОСТа осталось лишь пожеланием и не нашло широкого внедрения в практике работ. В то же время именно в нефтяной литологии нашло широкое применение отображение основных гранулометрических типов в «поле», образуемом электрокаротажными кривыми.

На рис. 5.2, В приведен пример колонки скважины в «поле» кривой естественной поляризации (ПС), широко используемой при выделении электрометрических моделей фаций [149]. Часто такие колонки строятся (естественно, для терригенных пород) в поле полярно противоположных кривых электрокаротажа – ПС и КС (кажущегося сопротивления) [178].

Нами предложено составить колонки в поле двух параметров естественных физических полей, фиксируемых методами ПС и ГК (гаммакаротажа), что и показано на рис. 5.2, Г. При этом для наглядности кривая ГК приводится в «зеркальном» варианте относительно стандартно используемой шкалы. На отстраиваемых колонках можно показывать основной гранулометрический тип породы (поле *a*), слоистость (поле *b*), фациальный состав отложений (поле *b*, ограниченное параллельными линиями). Можно менять эти параметры местами, вводить другие и т. п.

С учетом приведенных соображений, нами и строились колонки задокументированных скважин. На рис. 5.3-5.5 показаны фрагменты колонок по трем скважинам, характеризующимся хорошим выносом и состоянием керна (см. табл. 2.4). Дополнительно к этому, при выборе скважин, по которым представлены колонки, учтены следующие обстоятельства.

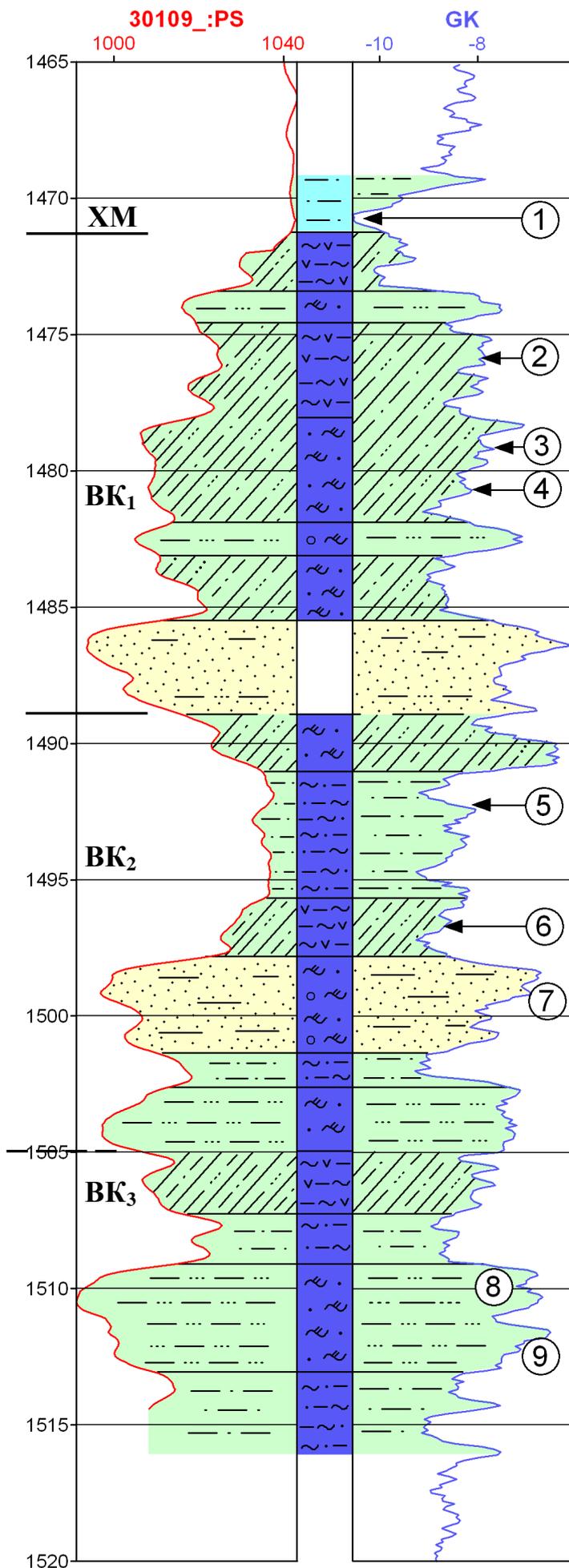
- Сква. 30109 (см. рис. 5.3) характеризуется наиболее типичным составом отложений.

- В скв. 3317 (см. рис. 5.4) наиболее опесчанена самая верхняя часть разреза (коллектор ВК₁), что в целом мало присуще его общему облику.

- По скв. 1106 (см. рис. 5.5) опесчаниванием «насквозь» затронуты коллекторы ВК₁ и ВК₂, что является по сути уже исключением для всей самой верхней части разреза викуловской свиты.

Специально описывать приведенные колонки, как нам представляется, нет необходимости. Они наглядно показывают методику выполненных исследований именно в ее индуктивной последовательности: от признаков – к фации – и далее к их последовательностям, формирующим комплексы слоев (в нашем случае – это известные априори коллекторы).

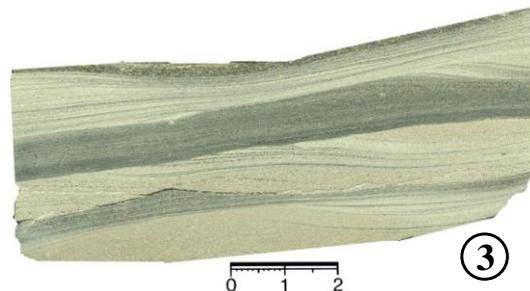
Достаточно отчетливо видно, как последовательности фаций «вписались» в границы коллекторов (либо, наоборот, коллекторы четко фиксируются по смене фаций), при разном их гранулометрическом «наполнении». Такого результата трудно ожидать при дедуктивном подходе (от модели – к фации), когда заранее задаваемая модель может и не наблюдаться в реальности либо сильно видоизменяться. Последнее, кстати, легко наблюдать при сравнении состава коллектора ВК₁ в скв. 30109 и 3317 (см. рис. 5.3, 5.4).



①



②



③

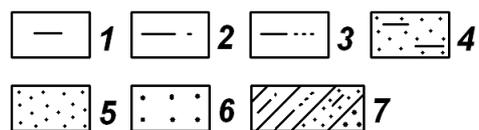
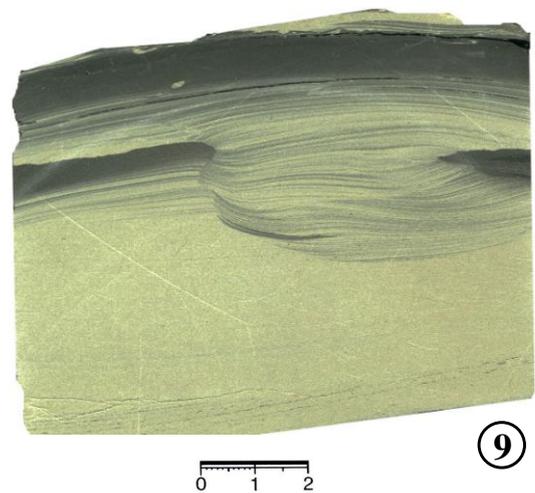
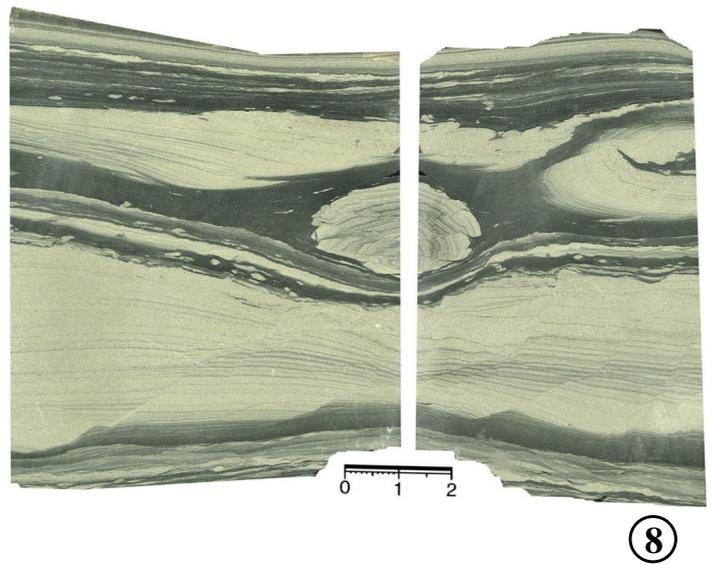
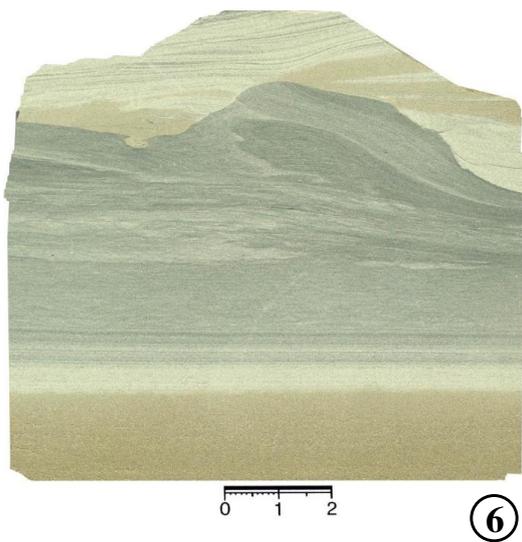
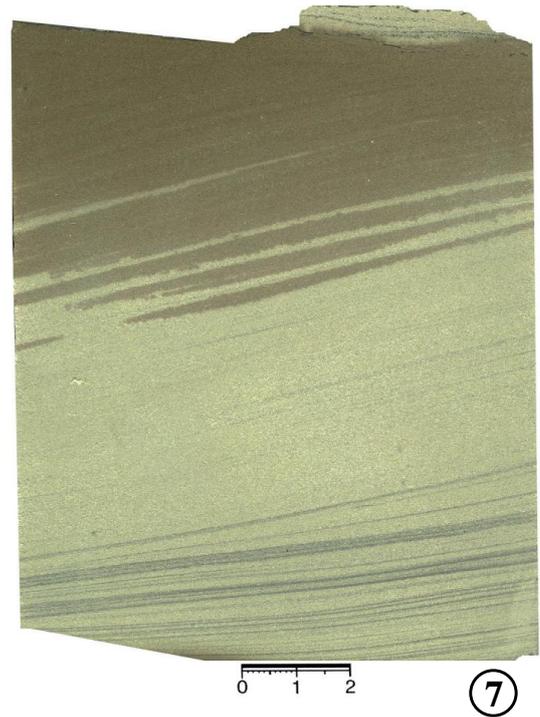
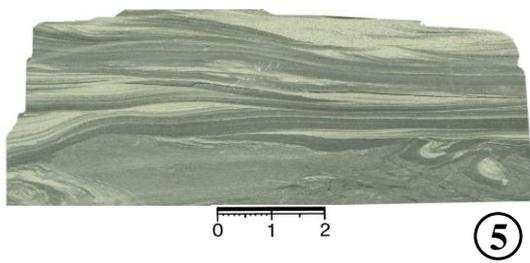
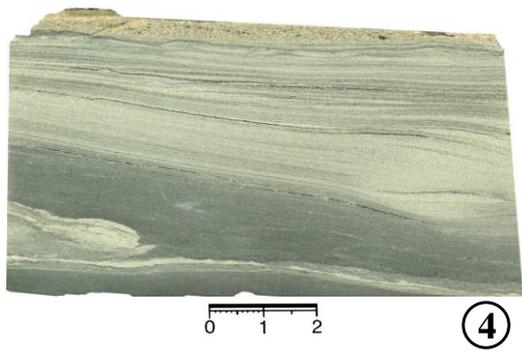


Рис. 5.3. Фрагмент колонки по скв. 30109. Слева: XM – хантымансийская свита; BK₁, BK₂... - индексы коллекторов (см. рис. 1.7), справа – изображения образцов, место взятия которых показано в соответствующих кружках на колонке;



- гранулометрические типы (размерность преобладающих частиц см. на рис. 3.3, 3.4): 1 – аргиллит; 2 – мелкозернистый и 3 – крупнозернистый алевролиты; 4 – тонкозернистый, 5 – мелкозернистый и 6 – среднезернистый песчаники; 7 – переслаивание различных типов;
- фациальные обозначения см. в табл. 4.3, 4.7

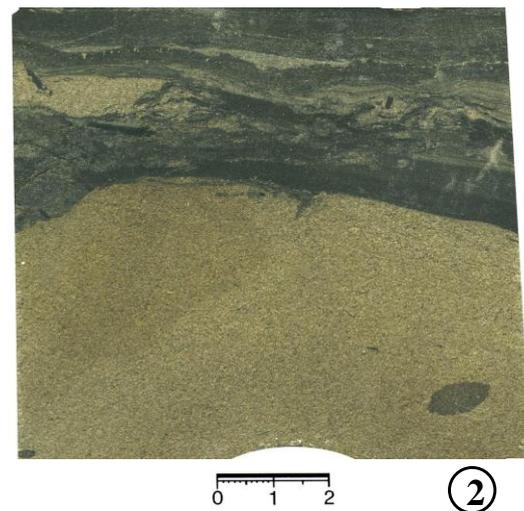
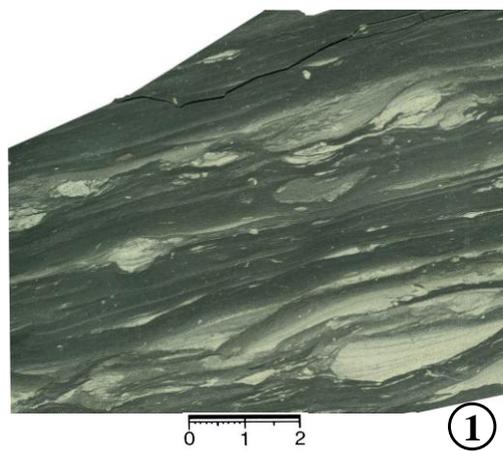
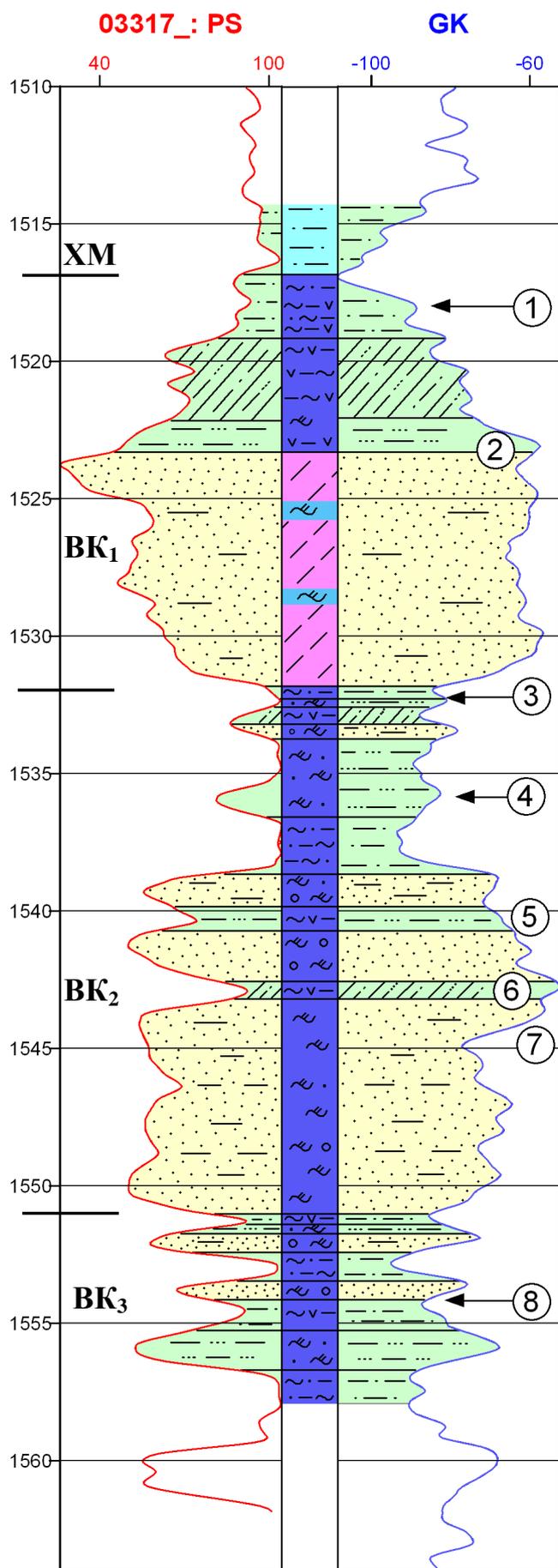
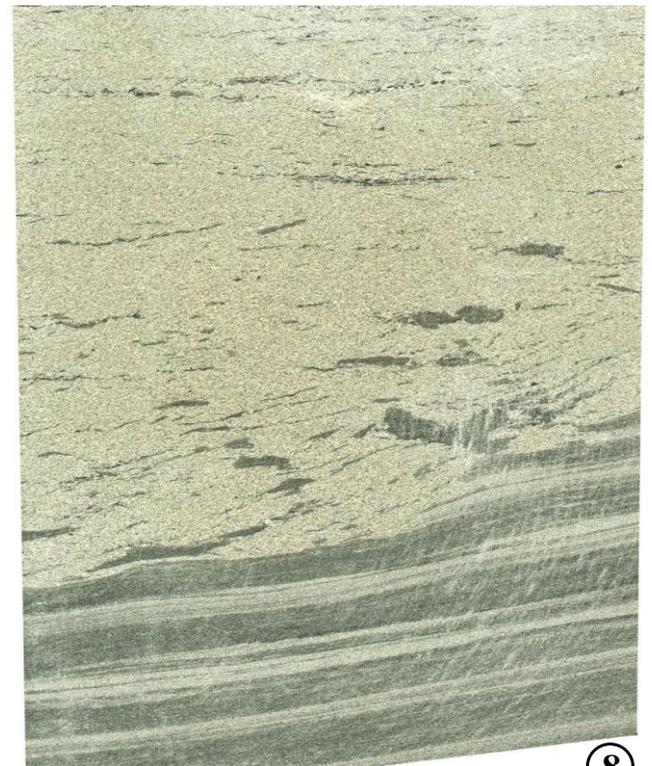
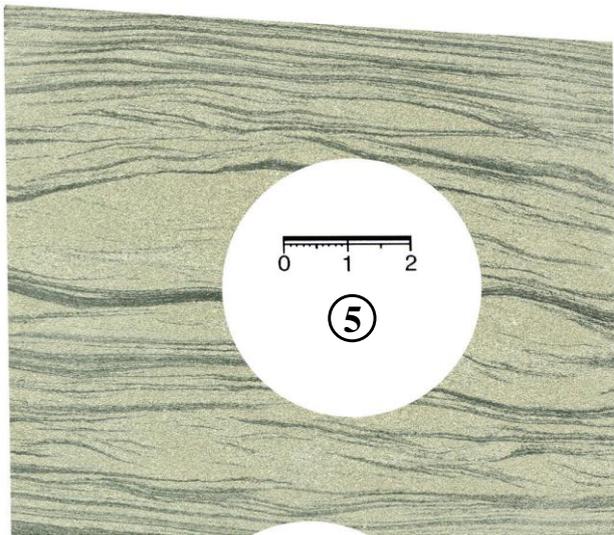
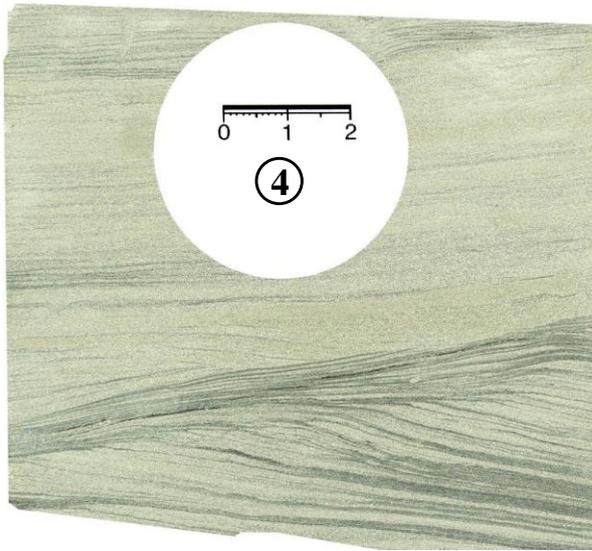


Рис. 5.4. Фрагмент колонки по скв. 3317. Обозначения см. на рис. 5.3



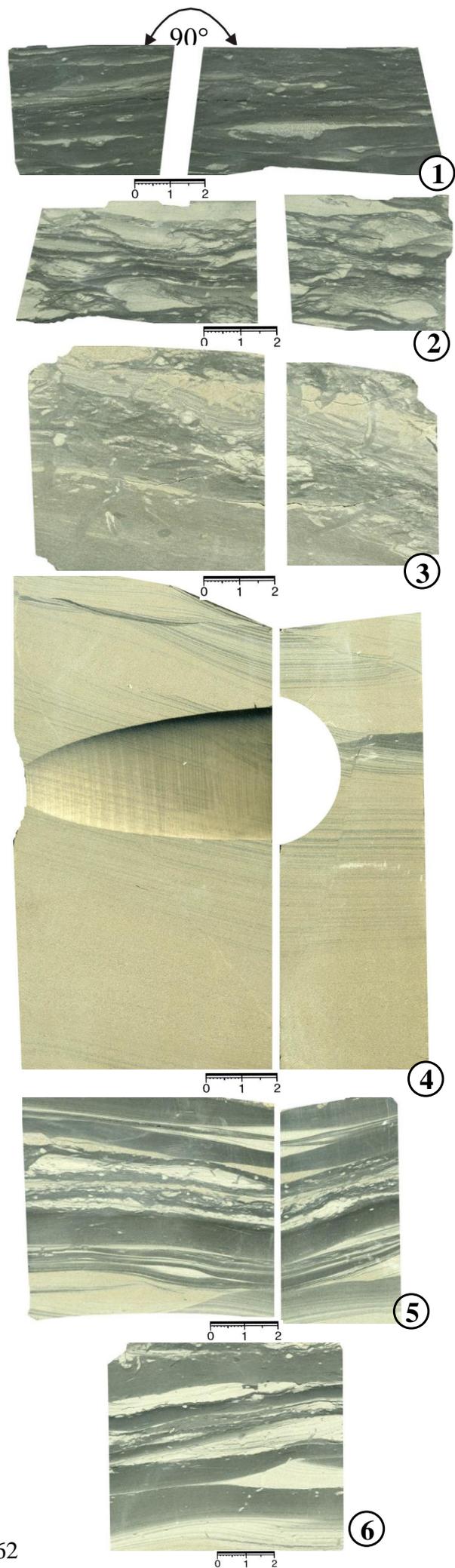
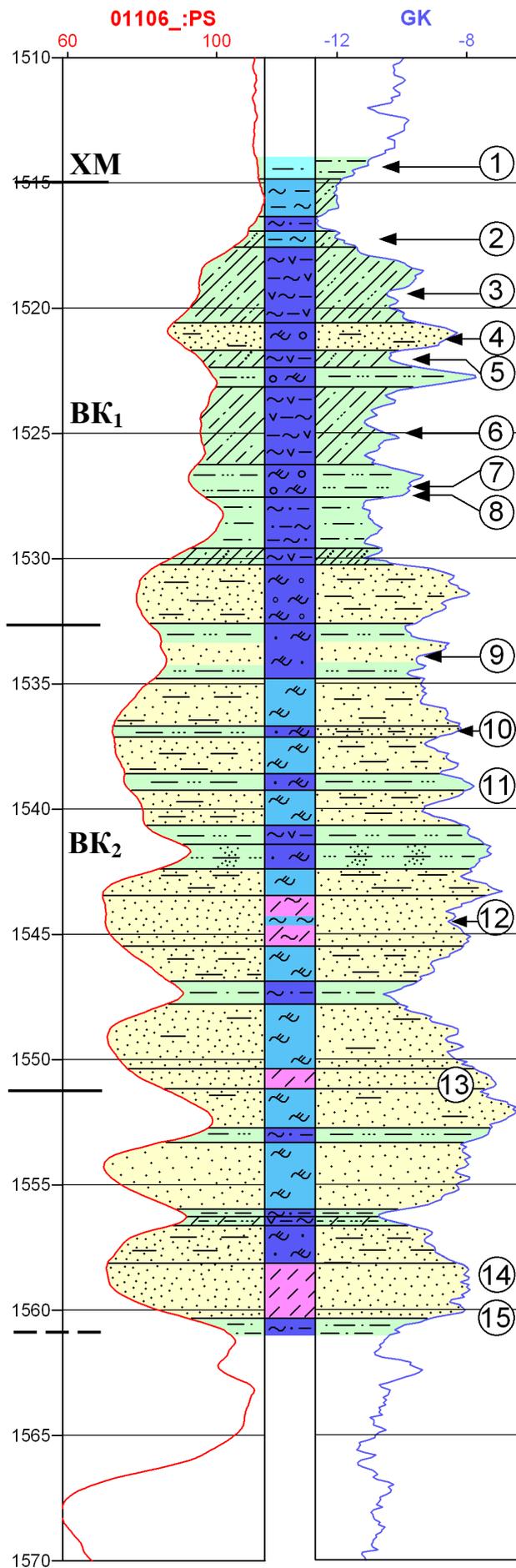
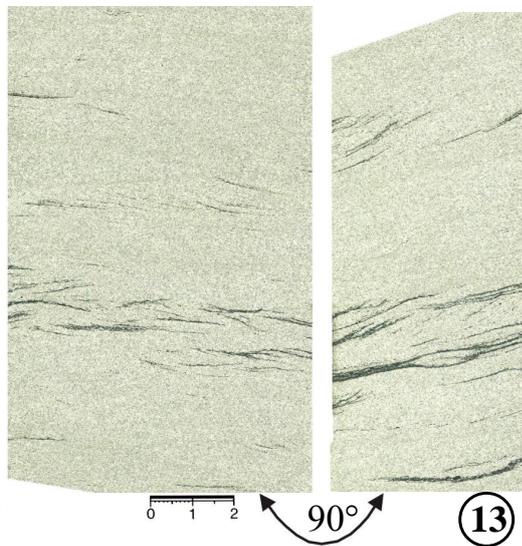
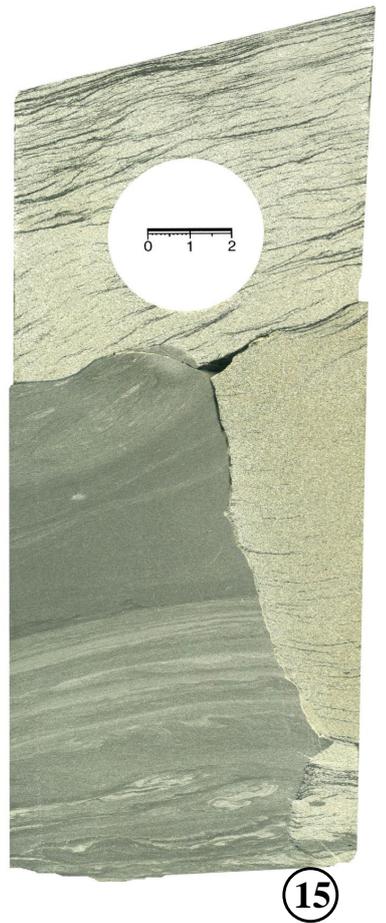
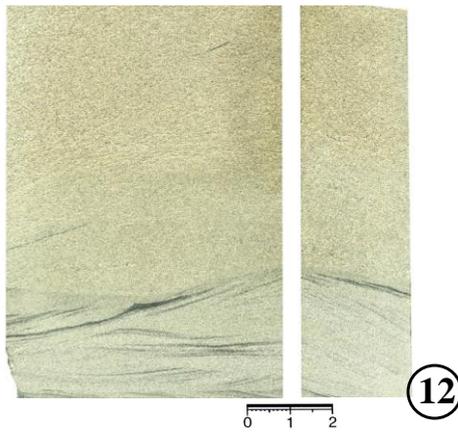
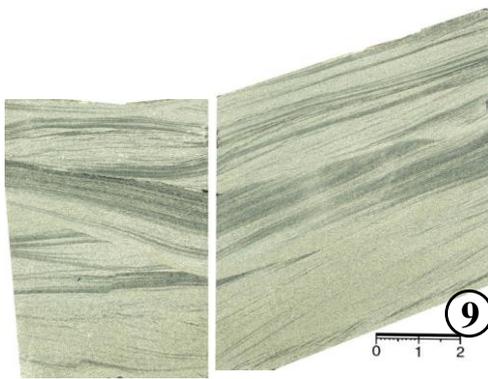
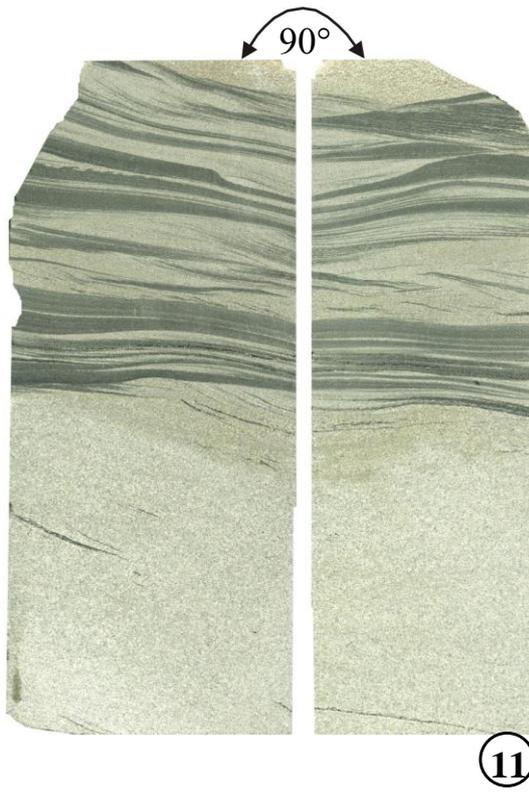
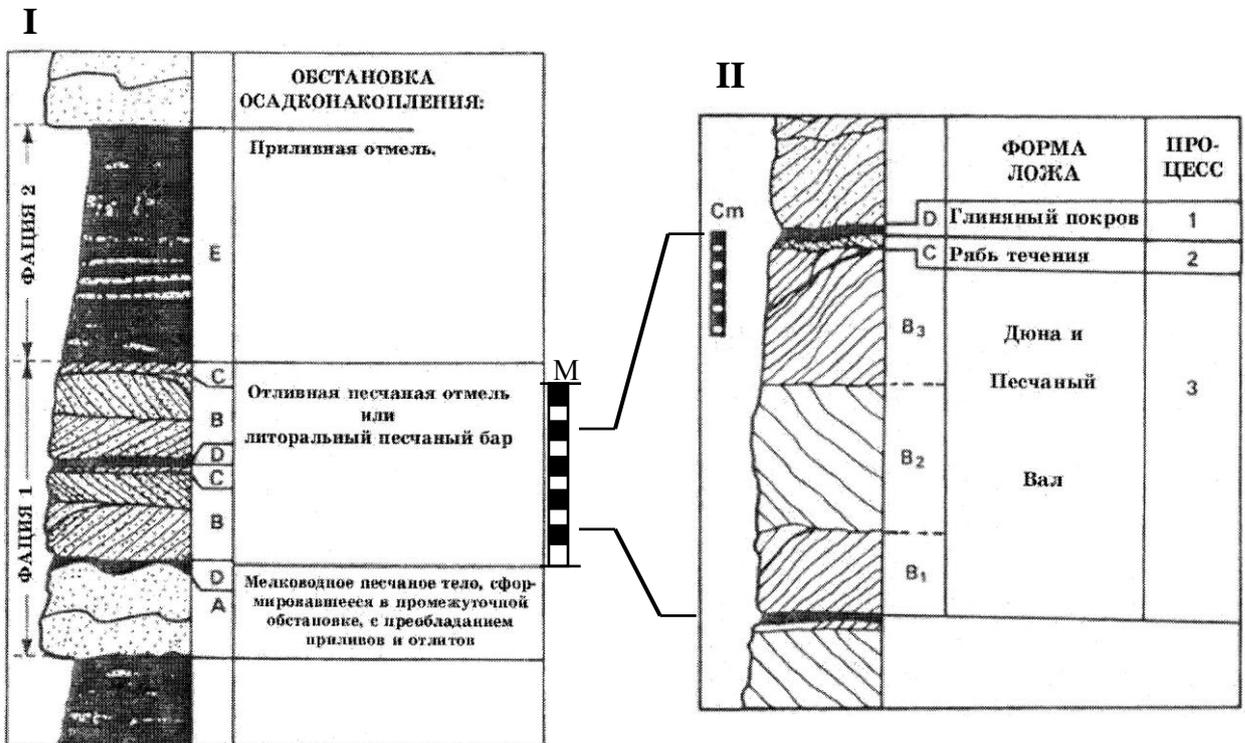


Рис. 5.5. Фрагмент колонки по скв. 1106. Обозначения см. на рис. 5.3



Сравним построенные колонки с другими, как правило, получаемыми с помощью дедуктивного подхода. Так, пример фациальных реконструкций посредством «интерпретации последовательностей» приведен на рис. 5.6. При очень высокой схожести показанного объекта с исследуемым нами, как видно, в сложном комплексе, выделяются фации, по сути характеризующие лишь ландшафтную область или обстановку (environment) осадконакопления (см. п. 4.1).



Последовательность, характеризующаяся уменьшением размера зерен вверх по разрезу, и ее интерпретация. Эта последовательность включает переслаивание фаций 1 и 2, образующих песчаное тело, сформировавшееся в промежуточной обстановке, с преобладанием приливов и отливов (массивный песчаник интервала А), с базальным остаточным конгломератом, постепенно переходящим в отливную песчаную отмель или отливный литоральный песчаный бар (косослоистый песчаник интервала В). Этот песчаник был переработан последующим приливо-отливным потоком (песчаник интервала С) и перекрыт глиной, сформированной в результате осаждения из взвеси ила в период стоячей воды (интервал D), на кровле интервалов А и С. Интервал Е состоит из аргиллита и алевролита со структурами, характеризующимися линзообразной слоистостью, приливо-отливной слоистостью и наличием фитоморфоз, отложенных в обстановке высокой приливо-отливной отмели, по (Klein, 1970 [249])

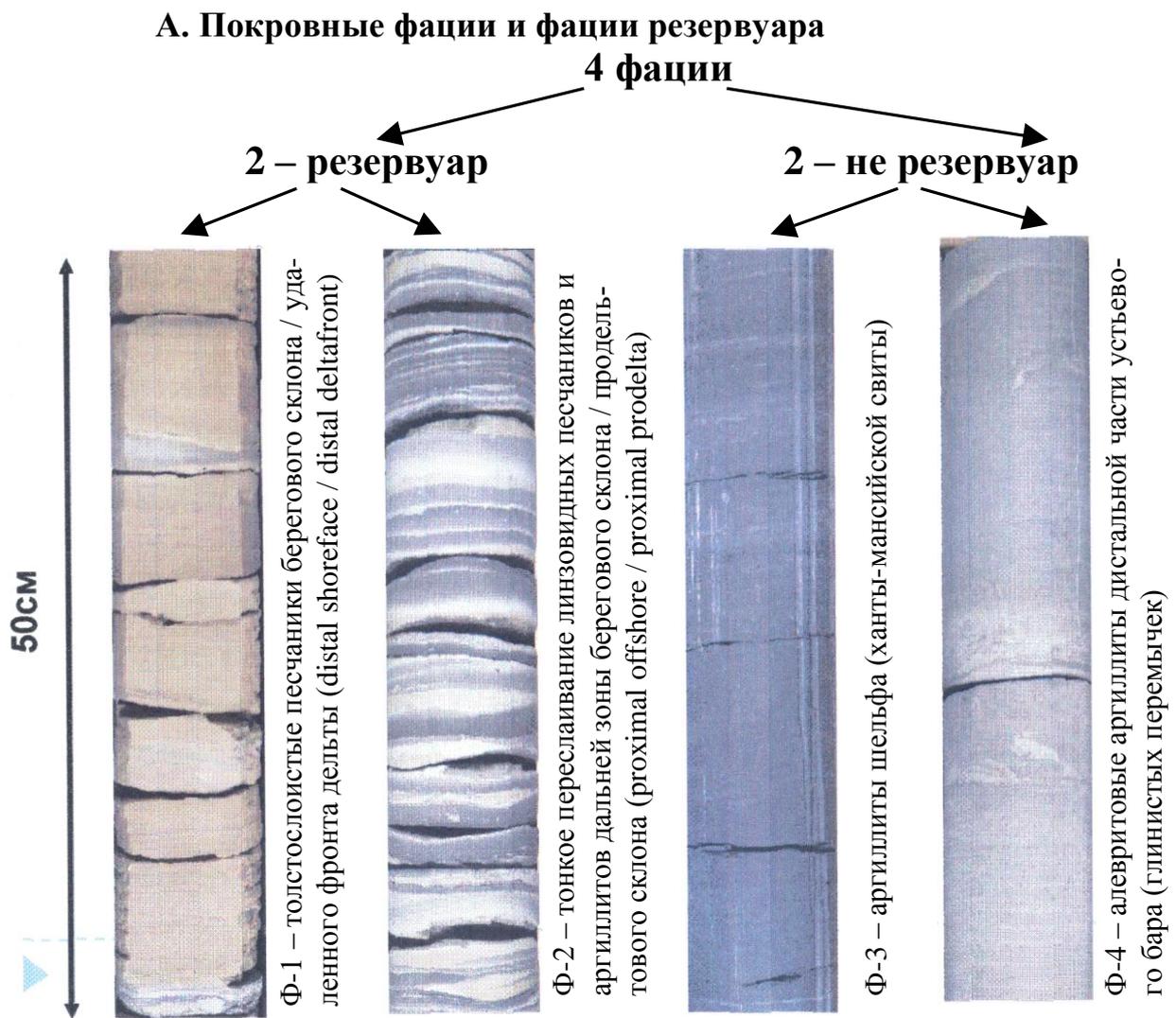
Последовательность в фации I (см. I), демонстрирующая переход по вертикали от косослоистого песчаника (интервал В) к песчаннику с косою микро-слоистостью, с наклонными, ориентированными под углом от 90 до 180° к подстилающим (перекрывающим?) косослоистым отложениям (интервал С). Процессы осадконакопления указаны справа, из (Klein, 1970 [249])

Рис. 5.6. Пример геологической фациальной модели прибрежно-морской кремнисто-обломочной обстановки осадконакопления [256]

Весьма приближенной именно к дедуктивному представляется и «характеризация фаций» в методологии, используемой сотрудниками ГНК-ВР при создании модели врезов (о ней ниже). Для всего многообразия наблюдаемых типов отложений выделено 4 фации (2 – резервуар, 2 – не резервуар); то же выполнено и для фаций вреза. Их характеристика приведена на рис. 5.7. Такой «обобщающий» подход к определению фациального состава, при осознанно ограниченном количестве «литофаций», вообще принят в данной методологии, соответствуя общим принципам седиментологических работ зарубежных геологов. К примеру, изучение отложений тюменской свиты на Ём-Ёговском лицензионном участке дало основание авторам статьи [45] утверждать следующее. «Поскольку общие толщины пластов практически всегда превышают толщины отдельных литофаций (от первых метров до 16 м. – *Авт.*), в границы пластов попадают несколько литофаций. В связи с этим литофации в пласте *усреднялись* (курсив наш. – *Авт.*) до преобладающей или характерной обстановки осадконакопления».

Возвращаясь к полученным нами результатам, укажем, что они вполне могут быть *верифицированы* моделями электрофаций, предложенными в работах зарубежных исследователей (см. рис. 2.4). В соответствии с классификацией, показанной на рис. 5.8, коллекторы ВК₁ и ВК₂ в скв. 30109 (см. рис. 5.3), а также ВК₁ в скв. 1106 (см. рис. 5.5) имеют на кривой PS отчетливую форму **зубчатого колокола**. Она наиболее присуща либо аллювиальным комплексам (что мы заведомо не наблюдаем: см. гл. 4), либо *трансгрессивным береговым линиям*. Именно такая интерпретация полностью соответствует последовательностям обстановок осадконакопления, показанным на колонках скважин (см. выше). Напротив, кривая PS для коллектора ВК₁ в скв. 3317 (см. рис. 5.4) имеет **воронкообразную зубчатую** форму, что является признаком *морского края дельты* (см. рис. 5.8). Как следует из фациальной последовательности, именно к данному генезису эти отложения и были отнесены при документации керна.

Другой проверкой могут служить *электрометрические модели фаций (ЭМФ) В. С. Муромцева*, о которых было упомянуто в п. 2.1, 2.2 (см. рис. 2.3, 2.5). Не повторяя широко известную методику, укажем, что в работе [149] отмечено: «... кроме метода собственных потенциалов данные об изменении собственного потенциала пород можно получить с помощью метода естественной гамма-активности (ГК). Поскольку методы ПС и ГК дают сходную информацию, кривые ГК могут использоваться в тех случаях, когда появляется необходимость для более точного определения коллекторских свойств пород, уточнения границ и мощности пластов коллекторов (при подсчете запасов нефти и газа), особенно в тех случаях, когда в разрезе известны слои, не обладающие коллекторскими свойствами (песчаники и алевролиты с преобладанием карбонатного или силикатного цемента)...» (с. 41). Из приведенного соображения хорошо прослеживается (верифицируется) наше изображение колонок скважин в «поле» кривых ПС-ГК, с показом последней в «обратном» варианте. В целом же, рассуждая о перспективах, наиболее рациональный способ фациальных реконструкций по геофизическому комплексу видится в опоре на «индивидуальных корреляционных связях различных методов ГИС» [141]. Подчеркивая обязательность



Б. Фации заполнения врезанной долины (incised valley deposits)

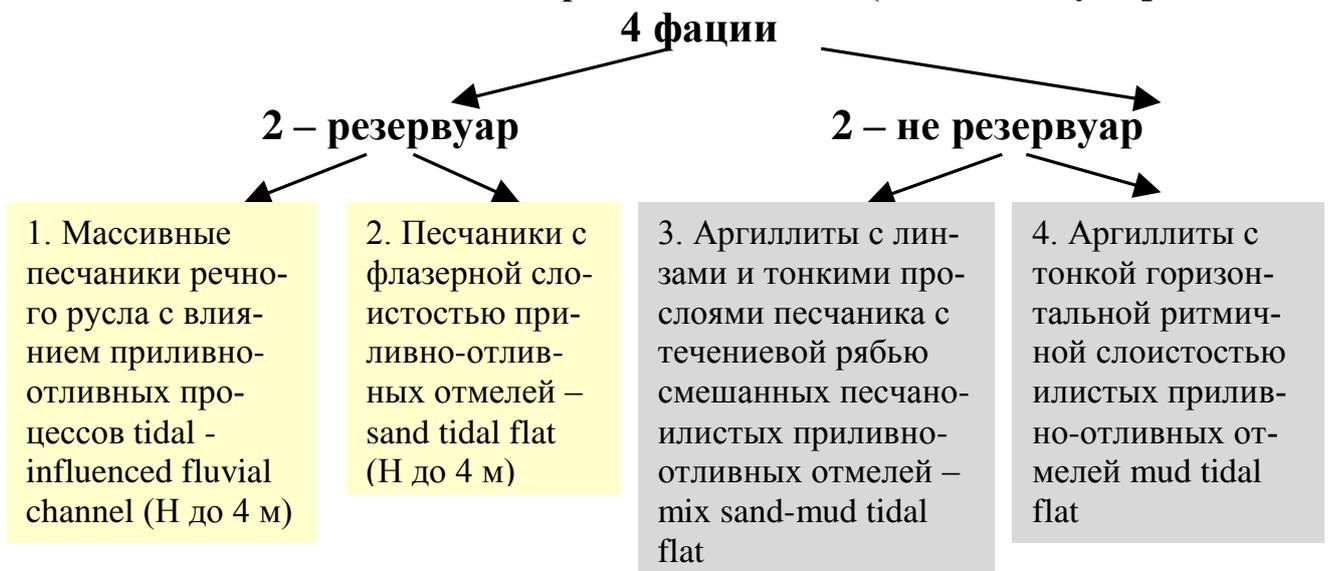


Рис. 5.7. Фациальный состав отложений комплекса коллекторов ВК₁₋₃ (по А. Медведеву, А. Лопатину, К. Звереву)*

* The new VK1-3 principal facies modal of Kamennoye field.

	РЕЗКАЯ	ГРАДАЦИОННАЯ		
		УСКОРЕННОЕ	ЛИНЕЙНОЕ	ЗАМЕДЛЕННОЕ
ТРАНСГРЕССИВНАЯ БЕРЕГОВАЯ ЛИНИЯ	ГЛАДКАЯ БЕРЕГОВОЙ БАР		АЛЛЮВИАЛЬНАЯ КОСА	
ВЕРХНИЙ КОНТАКТ (КОЛОКОЛОБРАЗНАЯ ФОРМА)	ЗУБЧАТАЯ СИММЕТРИЯ	АЛЛЮВИАЛЬНАЯ ДЕЛЬТОВАЯ КОСА	ДЕЛЬТОВЫЙ РУКАВ	
СТАБИЛЬНАЯ БЕРЕГ. ЛИНИЯ	ГЛАДКАЯ	СЕРЕДИНА ВРЕЗАЮЩЕГОСЯ И ЗАПОЛНЯЮЩЕГОСЯ РУСЛА АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ДЕЛЬТОВЫЕ КОСЫ		
(ВОЧКООБРАЗНАЯ ФОРМА)	ЗУБЧАТАЯ	ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ТУРБИДИТОВ (ТОНКАЯ СЛОИСТОСТЬ)		КРАЙ ЗАПОЛНЕНИЯ РУСЛА
РЕГРЕССИВНАЯ БЕРЕГ. ЛИНИЯ	ГЛАДКАЯ			БЕРЕГОВОЙ БАР
НИЖНИЙ КОНТАКТ (ВОРОНКОБРАЗНАЯ ФОРМА)	ЗУБЧАТАЯ	ЗАПОЛНЕНИЕ ДЕЛЬТОВОГО РУКАВА		МОРСКОЙ КРАЙ ДЕЛЬТЫ

Рис. 5.8. Классификация форм кривых ПС в терминах особенностей осадконакопления (Pirson, 1970, 1977; из работы [256])

верификации построений (желательно на керновом материале), авторы цитированной выше статьи предложили формулу для определения фации, имеющую следующий вид:

$$ФАЦИЯ = a \pm b \cdot ГГК-П \pm c \cdot \Delta T \pm d \cdot \alpha_{ПС} \pm f \cdot \Delta J_{ГК} \pm g \cdot WN,$$

где a, b, c, d, f, g – подбираемые коэффициенты, минимизирующие различия между фактическими и экспериментальными данными, а параметры, снимаемые с ГИС, показаны на рис. 5.9.

Анонсировав перспективность именно *комплексного* подхода к анализу параметров ГИС, вернемся к одномерным электрометрическим моделям коллекторов, которые приведены на рис. 5.10. Визуальное сопоставление с ними кривых ПС для фрагментов скважин, изображенных на рис. 5.3-5.5, детализирует общие представления, приведенные выше («зубчатый колокол» – «зубчатая воронка»). Что же касается более подробного анализа, то получается, что в ряде случаев предлагаемая **характеристика ЭМФ, выделяемых по одному показателю, оказывается детальнее, чем та, которая устанавливается при документации керна (!?)**. Понятно, что согласиться с этим «практикующему» седиментологу как минимум затруднительно, а вообще-то невозможно.

Из приведенных фрагментов скважин (см. рис. 5.3-5.5) следует, что коллекторы ВК₁ и ВК₂ в скв. 30109, а также ВК₁ в скв. 1106 наиболее близки к фации 10 вдольбереговых баров (трансгрессивных) и прибереговых валов (см. рис. 5.10, А), а также к отложениям надводной равнины дельтового комплекса (см. рис. 5.10, Б). Коллектор ВК₁ в скв. 3317 более всего соответствует

обстановке подводной равнины дельтового комплекса (см. рис. 5.10, Б). Для фации 9 на рис. 5.10, А (регрессивных баров и прибрежных валов) здесь слишком высоко значение $\alpha_{пс}$. Два оставшихся случая (коллектор ВК₂ в скв. 3317 и 1106) более подходят к фациям 7 (устьевых баров) и 11 (барьерных островов) либо к обстановке морского края дельтового комплекса (см. рис. 5.10, Б). В целом все перечисленное вполне соответствует нашим описаниям, тем самым верифицируя их, хотя и с очень обобщенных позиций.

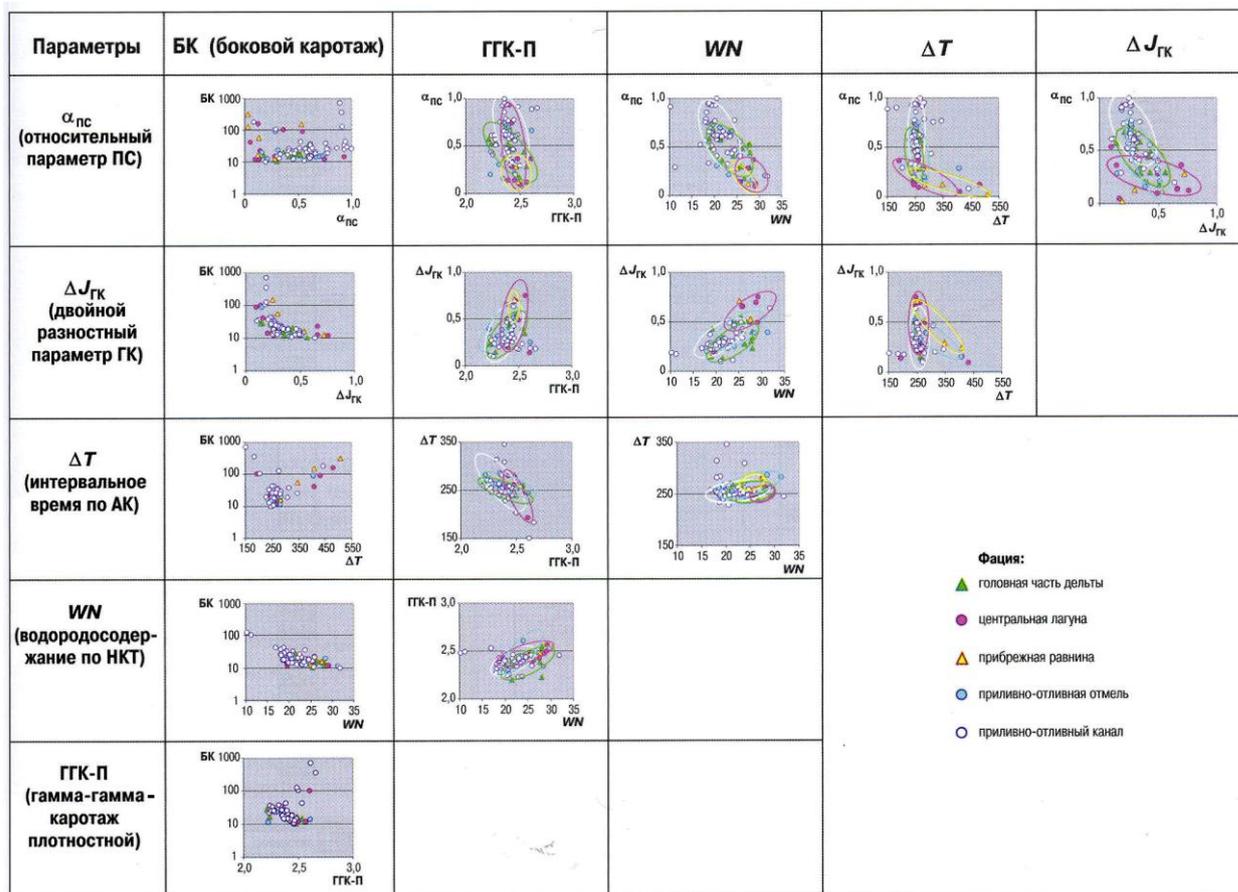


Рис. 5.9. Сопоставление методов ГИС для различных фаций тюменской свиты Уватского района [141]

Завершая рассуждения о ГИС-фациях, определим, что первопричина явно завышенного значения, которое придается излишней детализации одного параметра, представляемого методом ПС, заключена, по нашему мнению, в высказывании самого В. С. Муромцева. Перечисляя отличия выделенных им моделей от предложенных ранее, в качестве одной позиции (из 5) он отметил следующую: «Электрометрические модели созданы для большинства древних фаций, аналоги которых известны среди современных аллювиальных и прибрежно-морских осадков» [149, с. 43]. Эта позиция полностью совпадает с высказыванием Е. С. Шанцера: «Прошлое есть ключ к настоящему» (см. п. 2.1), и вполне возможно, таковым и инспирировано (хотя ссылки на соответствующую работу Е. С. Шанцера [223] в работе В. С. Муромцева не имеется). По меньшей мере, со сделанным утверждением следует согласиться, если, конечно, не считать его «униформизмом наоборот», т. е. *только* то, что было в прошлом, адекватно проявлению и в настоящем.

Обстановка осадконакопления	Классификация фаций	Индикс группы фаций	Группа фаций	Формализованная модель группы фаций	Индикс фаций	Фация	Знак отклонения кри- вой $\alpha_{ПС}$	Максимальное значение $\alpha_{ПС}$	Реальная электрометрическая модель фаций		
									7	8	
МОРСКАЯ ПРИБРЕЖНО-МОРСКОЙ	IV	IV	Устьевых баров и пляжей		7	Устьевых баров	—				
						Пляжей	—				
	V	V	Впадин Баров		9	Впадин Баров (пересыщенный и прибрежных)	—				
						Впадин Баров (гравийных)	—				
	VI	VI	Разрывных течений		12	Барьерных островов	—				
						Прожины разрывных течений	—				
						Головных частей разрывных течений	—				
						Гребней штормовых волн и приливных течений	—				
	VI	VI	VI	Головных частей разрывных течений		13	Головных частей разрывных течений	—			
	VI	VI	VI	Гребней штормовых волн и приливных течений		14	Гребней штормовых волн и приливных течений	—			

Б

Надводной равнины дельтового комплекса	Морского края дельтового комплекса
<p>Чередование 2-х типов аномалий ПС: 1 – в зоне отрицательных отклонений $\alpha_{ПС}$ – 0,8-0,5. Подошвенная линия – горизонтальная прямая; боковая – отсутствует или вертикальная волнистая; кровельная – наклонно-зубчатая. 2 – в зоне положительных отклонений $\alpha_{ПС}$ – 0,2-0. Подошвенная линия наклонная, зубчатая; кровельная – горизонтальная</p>	<p>Аномалия расположена в зоне отрицательных отклонений ПС. $\alpha_{ПС}$ – 0,6-0,8. Подошвенная линия наклонная, зубчатая, боковая – волнистая, кровельная – наклонная</p>
Подводной равнины дельтового комплекса	Подводного склона дельтового комплекса
<p>Чередование 2-х типов аномалий ПС: 1 – в зоне отрицательных отклонений $\alpha_{ПС}$ – 0,8-0,6. Подошвенная линия горизонтальная волнистая; боковая – вертикальная волнистая; кровельная – горизонтальная</p>	<p>Аномалия ПС расположена в зоне отрицательных отклонений $\alpha_{ПС}$ – 0,8-1,0. Подошвенная линия горизонтальная; боковая – вертикальная, волнистая, зубчатая; кровельная – горизонтальная</p>

Рис. 5.10. Электрометрические модели песчаных тел-коллекторов прибрежно-морских фаций (А [149]) и дельтовой (переходной) обстановки осадконакопления (Б [85])

5.2. Плоскопараллельная модель и ее усложнения (врезы)

Строение и корреляция отложений викуловской свиты на территории восточной части Красноленинского месторождения показаны на рис. 5.11 и 5.12. Для этой цели выбрано четыре скважины, по которым построен меридиональный профиль (341-312-3-318), а также скв. 32, расположенная на юго-востоке. За «нулевую» линию принята граница между алевроаргиллитами ханты-мансийской и алевропесчаниками викуловской свит, *легко* распознаваемая по комплексу ГИС всеми методами.

Некоторые затруднения представляет распознавание нижней границы викуловской свиты. Ее отличие от кошайской особенно четко выражено на кривых DS (кавернометрия) по всем скважинам, где этот метод выполнен (см. рис. 5.11, 5.12). В то же время, если ориентироваться на электрометрическую кривую по методу PS, граница свит может быть проведена примерно в 20 м выше по разрезу, что, кстати, подчеркивается локальными кавернами в верхней части данного интервала (см. рис. 5.11, 5.12). Такая неоднозначность установления стратиграфических границ для интервалов «переслаивания», а в нашем случае – разного «поведения» кривых ГИС разобрана нами в работе [192] и схематично показана на рис. 5.13. Справочно отметим, что в упомянутой работе данный вариант проанализирован на примере перехода относительно грубозернистых в тонкозернистые (горизонтов шеркалинской свиты с коллекторами Ю₁₀ и Ю₁₁ в тогурскую и радомскую пачки) [192]. В рассматриваемом же случае более тонкозернистые породы кошайской свиты переходят в относительно более грубые алевролиты викуловской.

В описываемых границах толщина викуловской свиты для рассматриваемой территории почти не изменяется и составляет 260-270 м. Зафиксированные различия составляют первые проценты и скорее всего носят случайный характер. По корреляционным разрезам (см. рис. 5.11, 5.12) четко фиксируется *двучленность* строения интервала, нашедшая свое выражение в известном делении викуловской свиты на две подсвиты: верхнюю и нижнюю. Граница между ними для рассматриваемой территории весьма уверенно проводится по кривой PS, примерно посередине свиты. Другими методами она почти не «ловится», может быть, отчасти, за исключением метода GGKP в скв. 341, и не очень явного изменения тренда GK в скв. 312.

Аналогичная *двучленность* строения присуща и обоим выделенным подсвитам по отдельности. В то же время в обоих случаях она имеет принципиально разный вид. Для *нижней* подсвиты с общей толщиной 125-135 м разделение на два различающихся комплекса проведено нами по верхней границе интервала с толщиной около 12 м, имеющего хорошо распознаваемую форму на кривой PS. Он показан штриховкой на всех колонках скважин и соответствует реперу II рода (к реперу I рода безусловно относится принятая за «нулевой» горизонт граница ханты-мансийской и викуловской свит). Для нижнего интервала с толщиной 65-70 м присуще постепенное снижение уровня кривой PS, с его «приостановкой» на упомянутом репере. Верхний,

при толщине 60-65 м, характеризуется относительно выдержанным «средним» значением PS, при ее существенной «изрезанности».

Верхняя подсвета, имеющая столь же выдержанную толщину 130-139 м, характеризуется весьма нетривиальной формой кривой PS. Таковая заключается в четко выраженной **смене** направленности кривой PS – от устойчивого снижения к такому же устойчивому повышению. Именно по смене знака нами определена граница комплексов, имеющих немного неравновесные значения толщин (снизу вверх): соответственно 55-60 и 75-80 м (цифры округлены).

Как видно из приведенных разрезов (см. рис. 5.11, 5.12), отложения викуловской свиты по сути идеально коррелируются на изучаемой площади. Самая верхняя «четверть» ее общей толщины выделяется в виде *пакета коллекторов* ВК₁₋₄, среди которых промышленной значимостью обладают коллекторы ВК₁₋₃. Строение этой части разреза было показано на рис. 1.7. На рис. 5.14 приведен корреляционный разрез, иллюстрирующий безоговорочно принимаемую до недавних пор плоскопараллельную модель разреза. Отчетливо видно, что, базируясь на данных ГИС, он полностью отвечает самому названию модели и главному ее назначению: выполнению подсчета запасов. Проводимая корреляция опирается преимущественно на выделение и сопоставление геофизических *реперов*, то есть устойчивых элементов разреза. В качестве таковых выбрано характерное сочетание кривых основного комплекса, с учетом его изменения по разрезу. По большей части это достаточно хорошо «узнаваемые», особенно в близрасположенных скважинах, участки кривых, имеющие примерно метровую толщину и более чем на ¼ отличающиеся от соседних участков по своей амплитуде. В первую очередь это относится к кривым ПС и НКТ; большое значение имеет и «иззубренность» кривых радиоактивного каротажа. Реперы приурочены исключительно к верхним частям «перемычек», разделяющих коллекторы, и, в свою очередь, являются «основанием» для вышерасположенных опесчаненных интервалов.

Такой подход к расчленению или стратификации (s. l.) и корреляции разреза верхней части викуловской свиты мог бы считаться (и до 2006 г. считался) *необходимым и достаточным*, если бы не новые данные, полученные в ходе детальных сейсмических работ методом 2D на территории собственно Каменного месторождения, входящего в сферу деятельности ВИНК ТНК-ВР. Приведем развернутую цитату из статьи [145], раскрывающую суть вопроса.

«На сейсмических профилях 2D в целевом интервале викуловской свиты наблюдаются характерные особенности волновой картины (рис. 5.15, б): отрицательная фаза под отражающим горизонтом М₁ уходит вниз, между ними появляются дополнительные отражения, с внешней стороны фиксируется эрозионное срезание. Это явление было идентифицировано как объект типа вреза. На основании стратиграфической привязки сейсмических отражений было установлено, что отражающий горизонт М₁ соответствует подошве пласта ВК₁, и эффект вреза проявляется на уровне пластов ВК₂ и ВК₃, а в наиболее глубоких частях затрагивает пласты ВК₄₋₅.

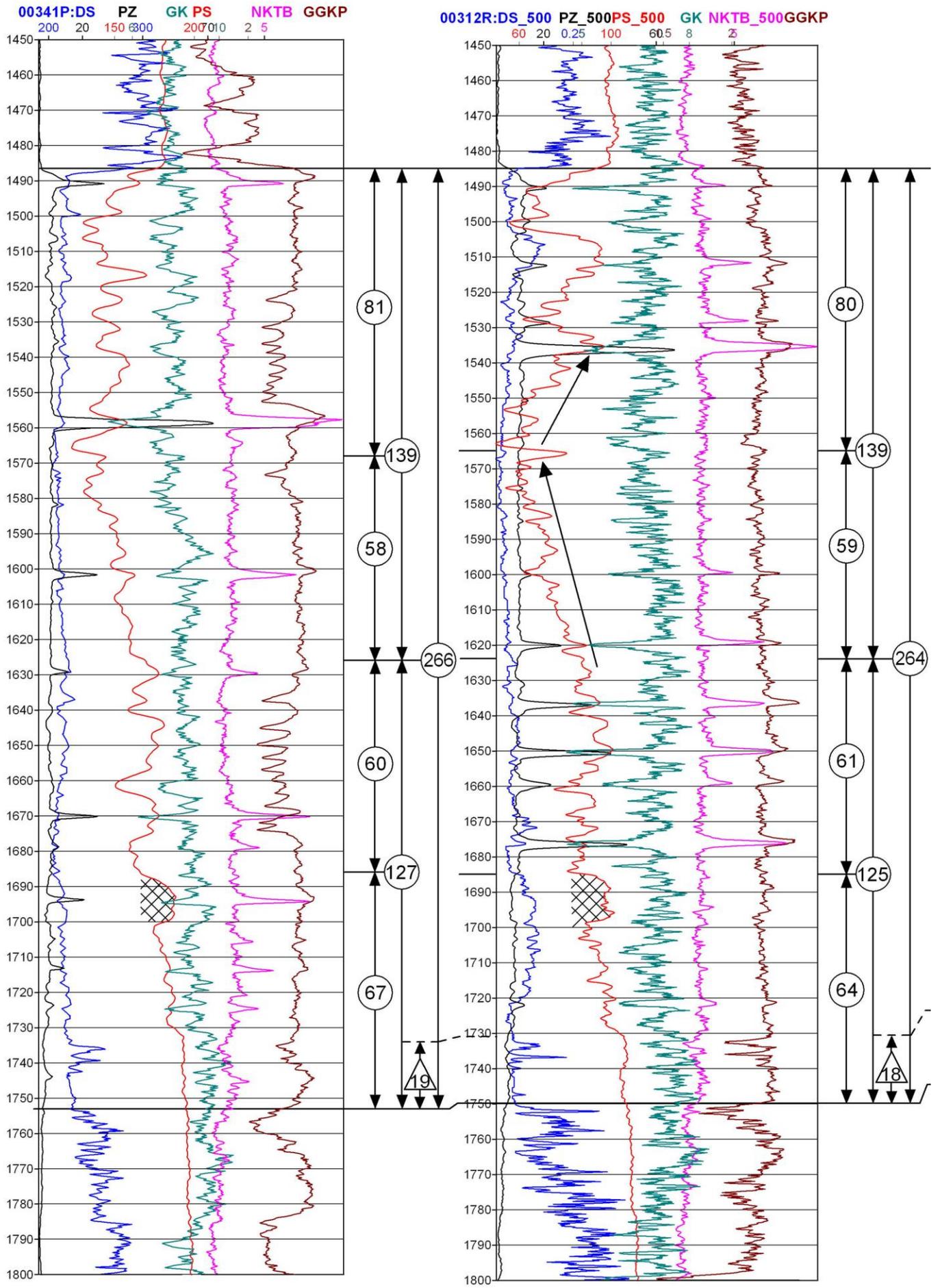
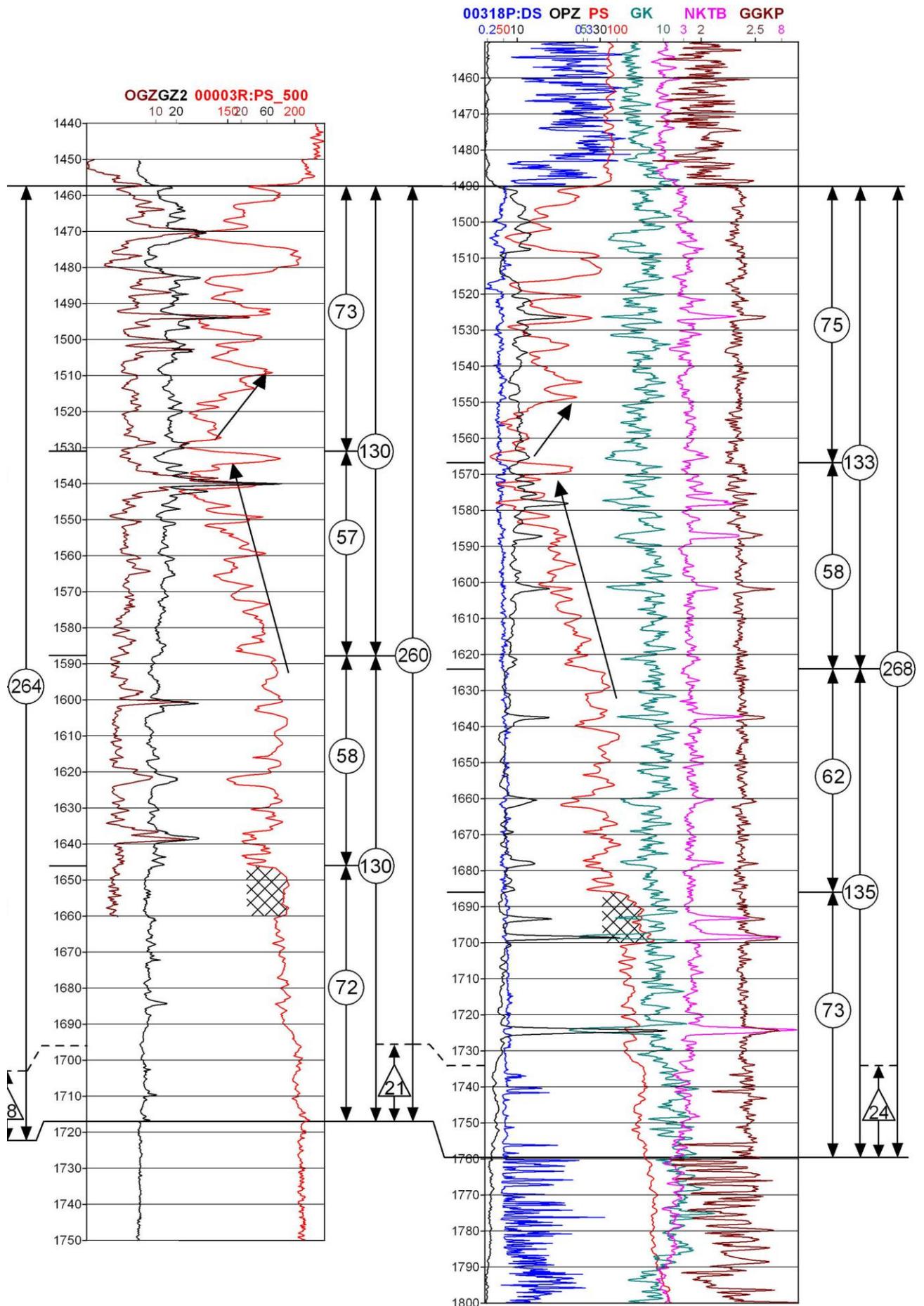
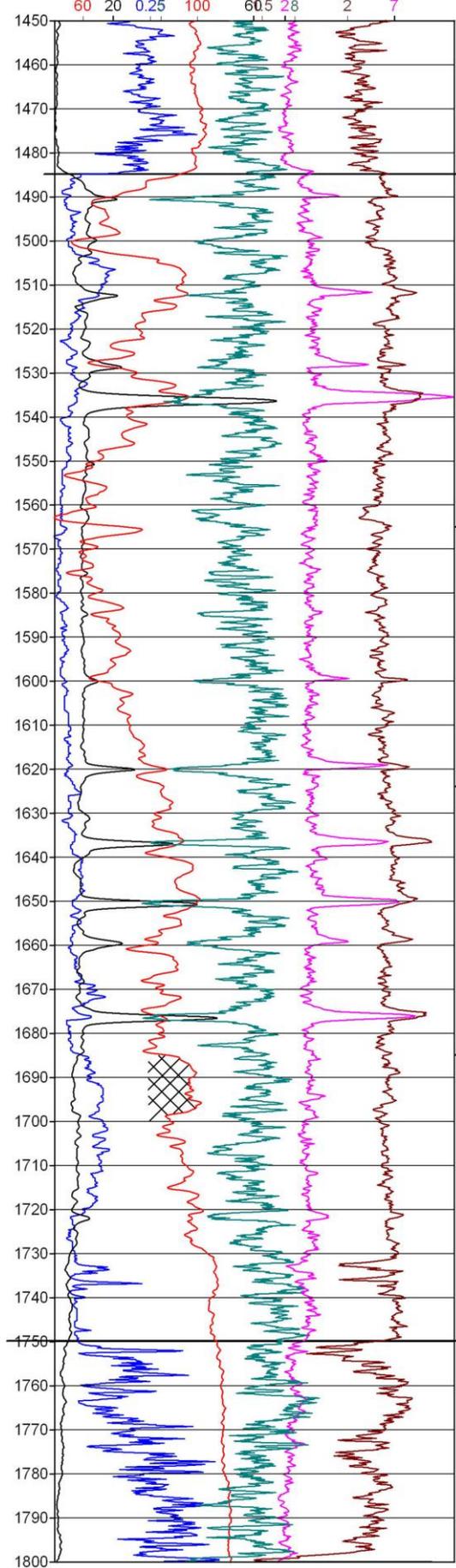


Рис. 5.11. Меридиональный корреляционный профиль



(положение скважин см. на рис. 2.7)

00312R:DS_500PZ_500PS_500GK NKTB_500GGKP



00032R:DS PZ_500 PS_500 NKTB_500

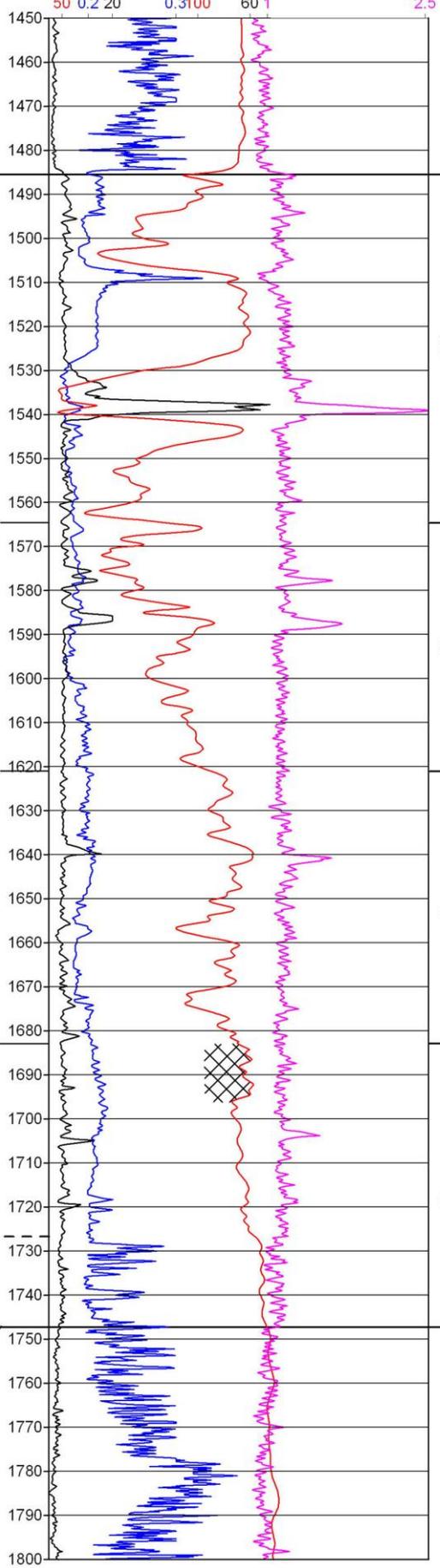


Рис. 5.12. Широтный корреляционный профиль (положение скважин см. на рис. 2.7)

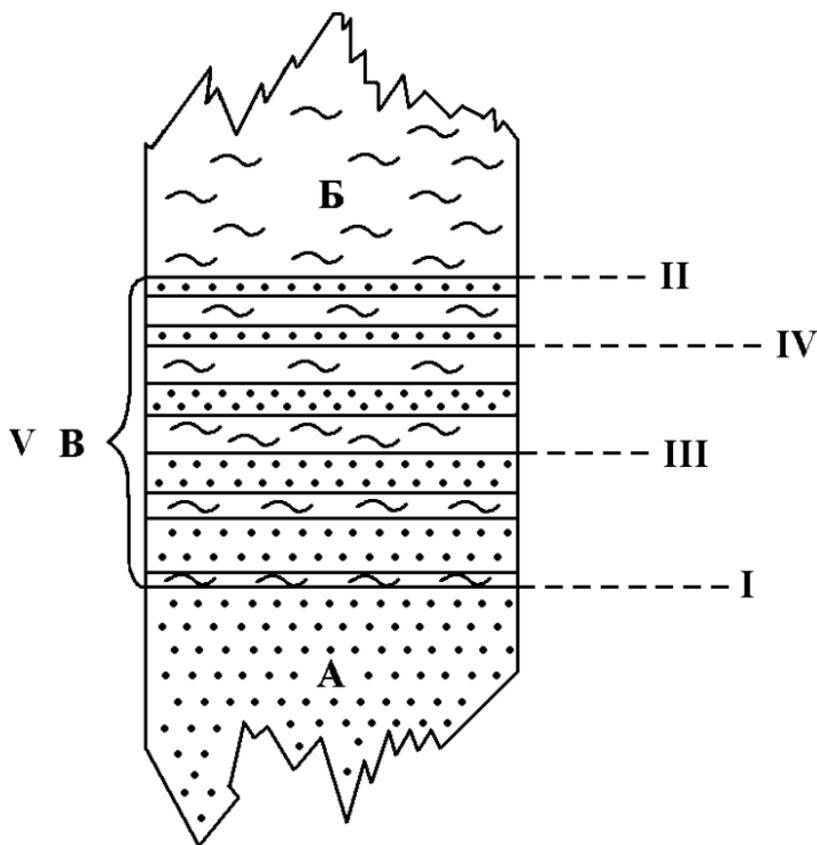
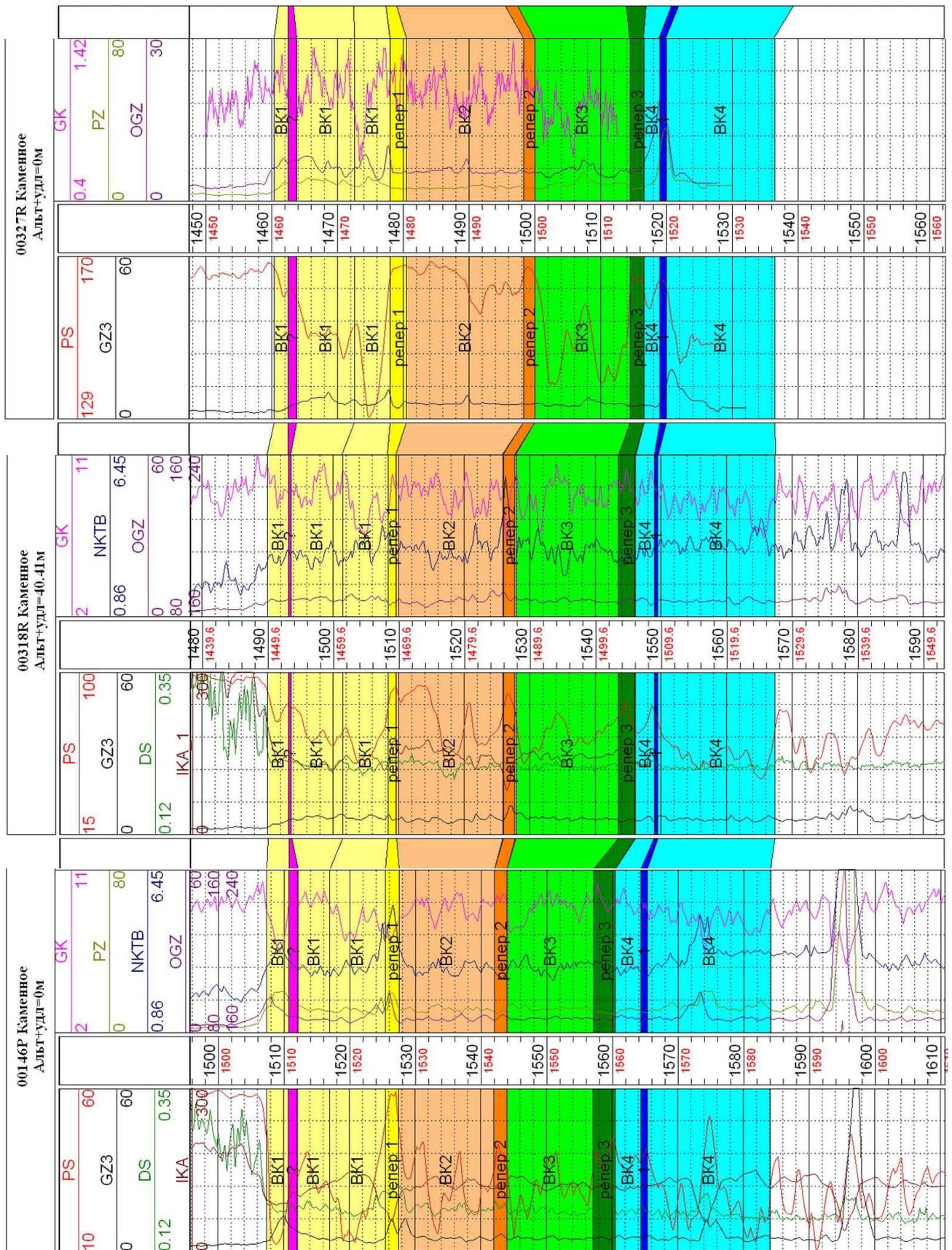


Рис. 5.13. Варианты положения границ между согласно залегающими свитами: А – песчаник, Б – глины, В – свита переслаивания песчаников и глин [158]:
 I – первое появление стратиграфически верхнего литологического признака (основание первого вновь появившегося прослоя); II – последнее проявление стратиграфически нижнего литологического признака (кровля последнего прослоя нижележащего литостратона); III – середина пачки переслаивания (лучше по кровле или подошве какого-то пласта); IV – любая граница слоя в пачке переслаивания, каким-то образом наиболее отчетливо выраженная; V – выделение всего интервала переслаивания в самостоятельный литостратон

По данным сейсморазведки, удалось проследить две врезанные палеодолины: Сеульскую, субмеридионального простирания, с двумя второстепенными боковыми долинами-притоками и фрагмент Кальмановской, северо-западного простирания (рис. 5.15, а). Ширина Сеульской долины составляет 2...6 км (до 12 км), толщина комплекса заполнения (глубина врезания) достигает 60 м, что находится в диапазоне размерности древних и современных врезанных долин.

Сопоставление сейсмических и скважинных разрезов (ГИС) показало, что рисунок каротажных кривых ПС/ГК на уровне пластов ВК₂ и ВК₃ внутри и вне врезанных долин отличается (рис. 5.15, в). Если во вмещающих отложениях в этом интервале по всей площади наблюдаются 4 регрессивных цикла, по 2 в каждом пласте, которые хорошо коррелируются от скважины к скважине, то комплекс заполнения врезанных долин характеризуется значительной изменчивостью: присутствуют как мощные интервалы глинизации, так и песчаники с блоковой, трансгрессивной, регрессивной, иззубренной формой аномалии ПС. Смена («срезание») устойчивого, хорошо коррелирующегося разреза аномальным является признаком, позволяющим отличить по ГИС отложения заполнения врезанных долин от вмещающих пород. Вышележащий пласт ВК является покровным и надежно прослеживается в скважинах, расположенных как в контуре врезанных долин, так и за их пределами» [145].



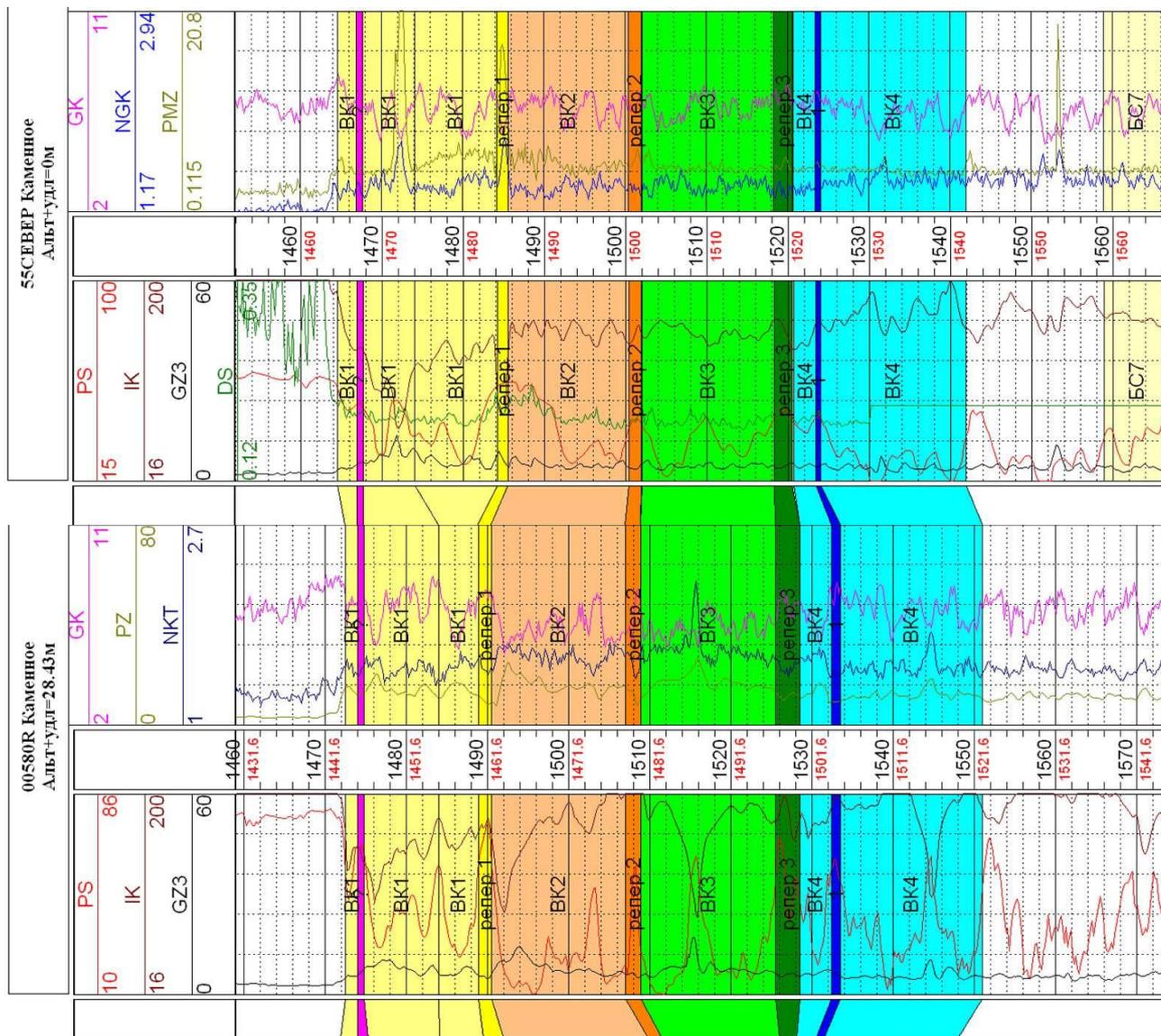
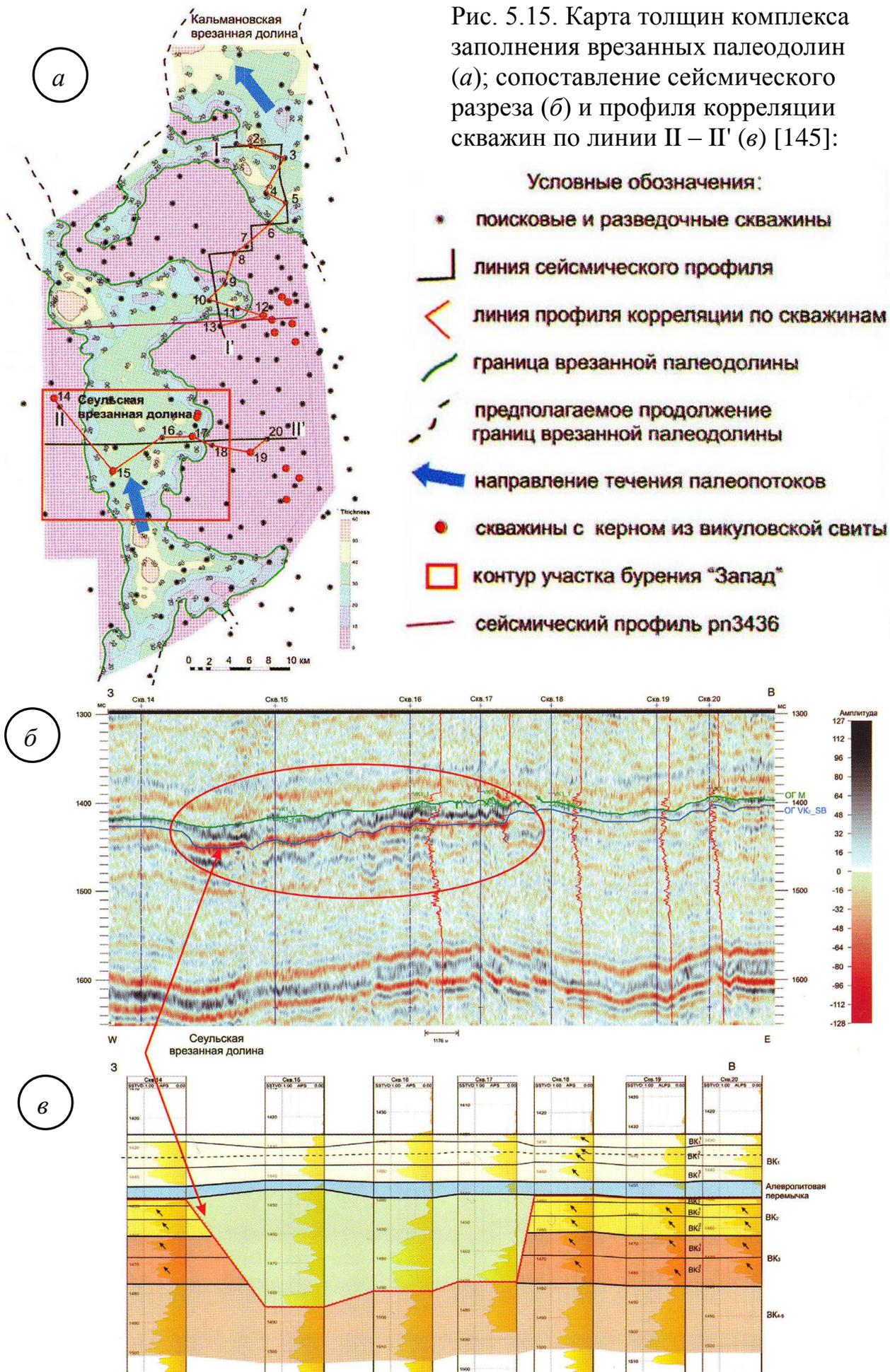


Рис. 5.14. Корреляционный разрез по линии скважин 146Р – 55 (положение см. на рис. 2.7)

Рис. 5.15. Карта толщин комплекса заполнения врезанных палеодолин (а); сопоставление сейсмического разреза (б) и профиля корреляции скважин по линии П – П' (в) [145]:



Характеристика отложений, заполняющих «врезы», выполненная авторами данной концепции, была приведена выше (см. рис. 5.7). Вторично отметим, что, помимо дедуктивности использованной методики, модель «вреза» базируется на однозначно униформистском подходе, что, в частности, подтверждается при анализе ее трансляции на многие другие горизонты ЗСОМБ. К примеру, подобная модель врезов по «эстуариевому» типу использована при изучении горизонта Ю₁ [206]. При этом указано, что «существовавшие в это (васюганское. – *Авт.*) время низкие скорости прогибания дна бассейна в значительной степени ограничивали аккомодационный потенциал, что вместе с низменной выровненной топографией континентальной равнины способствовало формированию систем врезанных долин даже при незначительном (!? – *Авт.*) понижении уровня моря». Небезынтересным при этом представляется положение о том, что «... граница несогласия между глинистыми отложениями обоих сиквенсов практически не различается на каротажных диаграммах из-за близости литологического состава пород» [206].

Подобные врезы по «эстуариевому типу бассейнов (! – *Авт.*), современным аналогом которых является бассейн реки Обь...», обнаружены и в пластах Ю₂ и Ю₃₋₄ Тямкинского нефтяного месторождения (Центральный Уват) [199]. В данной статье, на основе выделения сиквенсов (в сугубо внутриконтинентальной толще! – *Авт.*), локализована врезанная долина в пласте Ю₂ с глубиной 25 м и предположительной шириной 6 км (соотношение $\approx 1 : 300$). Подобные «врезанные долины палеорусел речного и эстуариевого типа» намечены и в пласте Ю₄ т. н. «Уватского проекта» [124]. Как видно, в последнем случае речь идет уже о сугубо внутриконтинентальных отложениях тюменской свиты, для которых влияние эвстатике исключено, что называется, «по определению».

Использование принципа проверки (верификации) моделей (см. п. 2.1) приводит к однозначному выводу о том, что предлагаемая версия широкого развития эстуариев, с их трансляцией на отложения юрского возраста, проверки не выдерживает. В принципе, модельный подход предусматривает в этом случае либо уточнение исходной модели, либо создание новой (см. рис. 2.1, 2.2; табл. 2.1). Несоблюдение этих общепринятых принципов приводит к ситуации, образно охарактеризованной В. Т. Фроловым ([211]: см. развернутую цитату в начале п. 2.1).

5.3. Миграционно-мутационная модель

Детальному изучению в процессе нескольких этапов разведочного и эксплуатационного бурения, естественно, подверглась верхняя, продуктивная часть викуловской свиты (см. п. 1.5). Именно для нее нами построены два корреляционных разреза, охватывающих основную часть изученной площади: субширотный (рис. 5.16) и субмеридиональный (рис. 5.17). По возможности соблюдалось достаточно равномерное расстояние («шаг») между скважинами, по которым строились разрезы. По большей части он составил примерно 2 км (основное расстояние между разведочными скважинами). В то же

время линия субмеридионального разреза получилась существенно изломанной в северной части площади, поскольку мы постарались провести ее по тем скважинам, в которых имелся и был задокументирован керн.

За «нулевую» линию, как и для сводных профилей (см. рис. 5.11, 5.12), принята легко распознаваемая по ГИС граница между викуловской и хантымансийской свитами. Основой для корреляционных построений, при обычно малом для нефтегазовой геологии наличии керна, явился комплекс стандартных методов ГИС: DS, PS, PZ, GK и NKT. Заполнение коррелируемого пространства между скважинами для двух построенных детальных разрезов выполнено в двух различных вариантах.

Для субширотного разреза (см. рис. 5.16), с учетом принятой нацеленности нефтегазолитологических исследований на разделение изучаемых пород на два основных типа (коллектор/неколлектор), именно эту цель преследовали и выполненные построения, реализуемые в два этапа: 1) расчленение колонок скважин; 2) увязка выделенных интервалов, показанных, соответственно, желтым и зелеными цветами. Следует учесть, что граница между песчаниками и алевролитами нами применялась в соответствии со шкалой "фи", то есть 0,063 мм и 4Ф (см. рис. 3.3). Уже беглый просмотр разреза показывает весьма высокую изменчивость состава пород – от преимущественно песчаного (центральная часть профиля: скв. 147-104) до в значительной степени алевроитового (краевые части профиля: скв. 312; 32-31). При общей выдержанности толщины всего комплекса ВК₁₋₄, составляющей около 80 м (см. также рис. 5.12), его "внутренняя" корреляция, как видно из приведенного разреза, предельно затруднена. Особенно наглядно это показывает глинизация коллектора ВК₂ в скв. 32 и 31, расположенных в восточной части описываемой территории.

Иначе нами построен субмеридиональный разрез, представленный на рис. 5.17. На нем в межскважинном пространстве мы показали только границы коллекторов, для выделения которых использованы фрагменты колонок изученных скважин (три из них в детальном виде, включая изображения конкретных образцов, были приведены на рис. 5.3-5.5).

Анализ построенных разрезов подтвердил наличие четырех достаточно хорошо выделяемых комплексов слоев, с их общей толщиной около 80 м. Каждый из этих комплексов или коллекторов имеет толщину от 17-18 до 20-22 м. Оценка изменения их состава и строения по направлениям профилей позволяет заключить следующее.

1. Самый верхний (естественно, и наиболее изученный) коллектор ВК₁ и самый нижний (не всегда вскрытый разведочными, а тем более эксплуатационными скважинами на полную мощность) коллектор ВК₄ характеризуются хорошей выдержанностью и удивительным сходством строения. Последнее особенно хорошо видно на рис. 5.18, где эти коллекторы показаны в непосредственном сравнении (для объективизации изложения были взяты скважины, по которым построены профили, приведенные на рис. 5.11 и 5.12). Одновременно с удивительнейшим сходством конфигурации кривых (особенно, что и естественно, ПС), обращает на себя внимание и *синхронное*

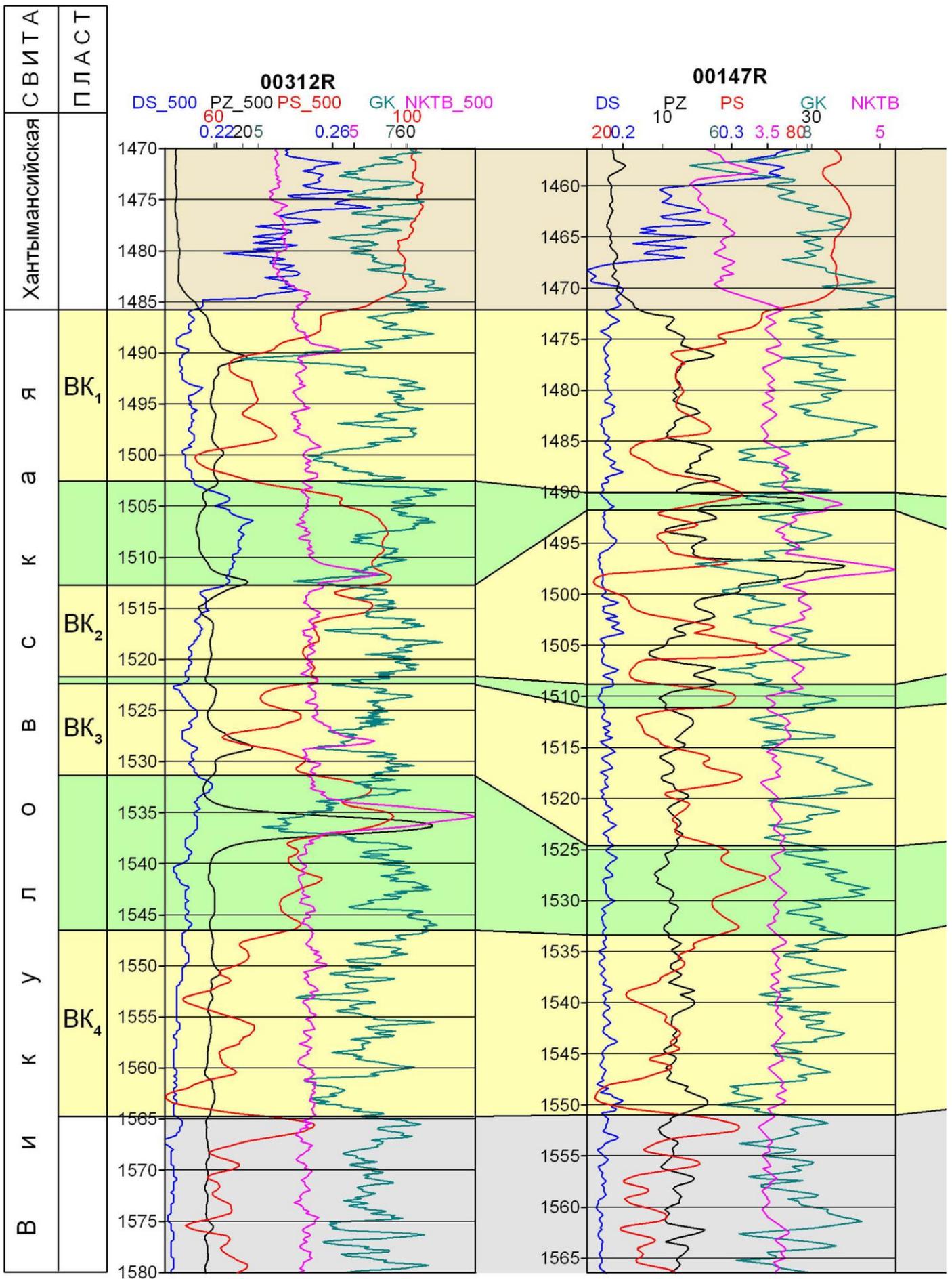


Рис. 5.16. Субширотный разрез (положение см. на рис. 2.7)

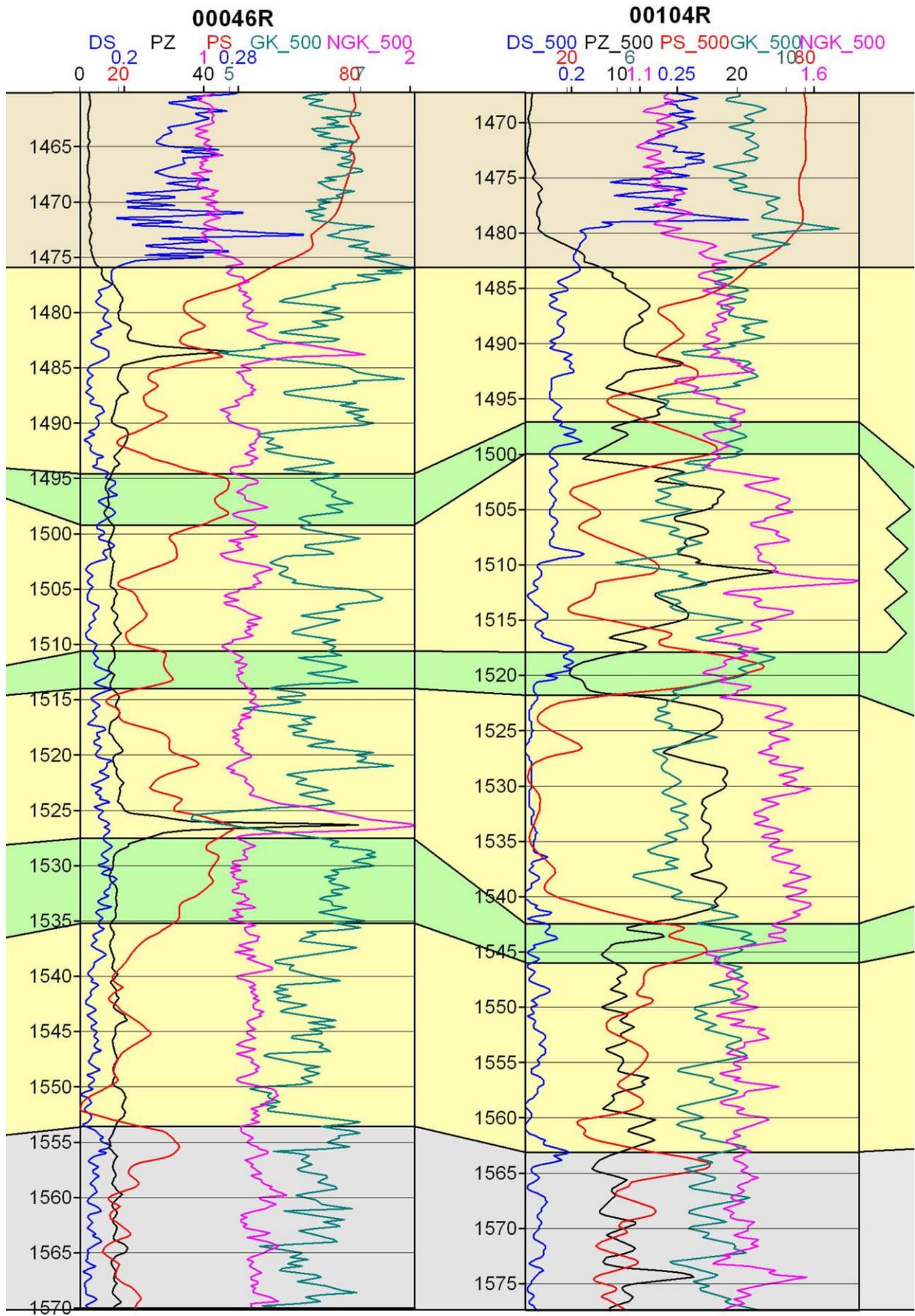


Рис. 5.16. Продолжение субширотного разреза

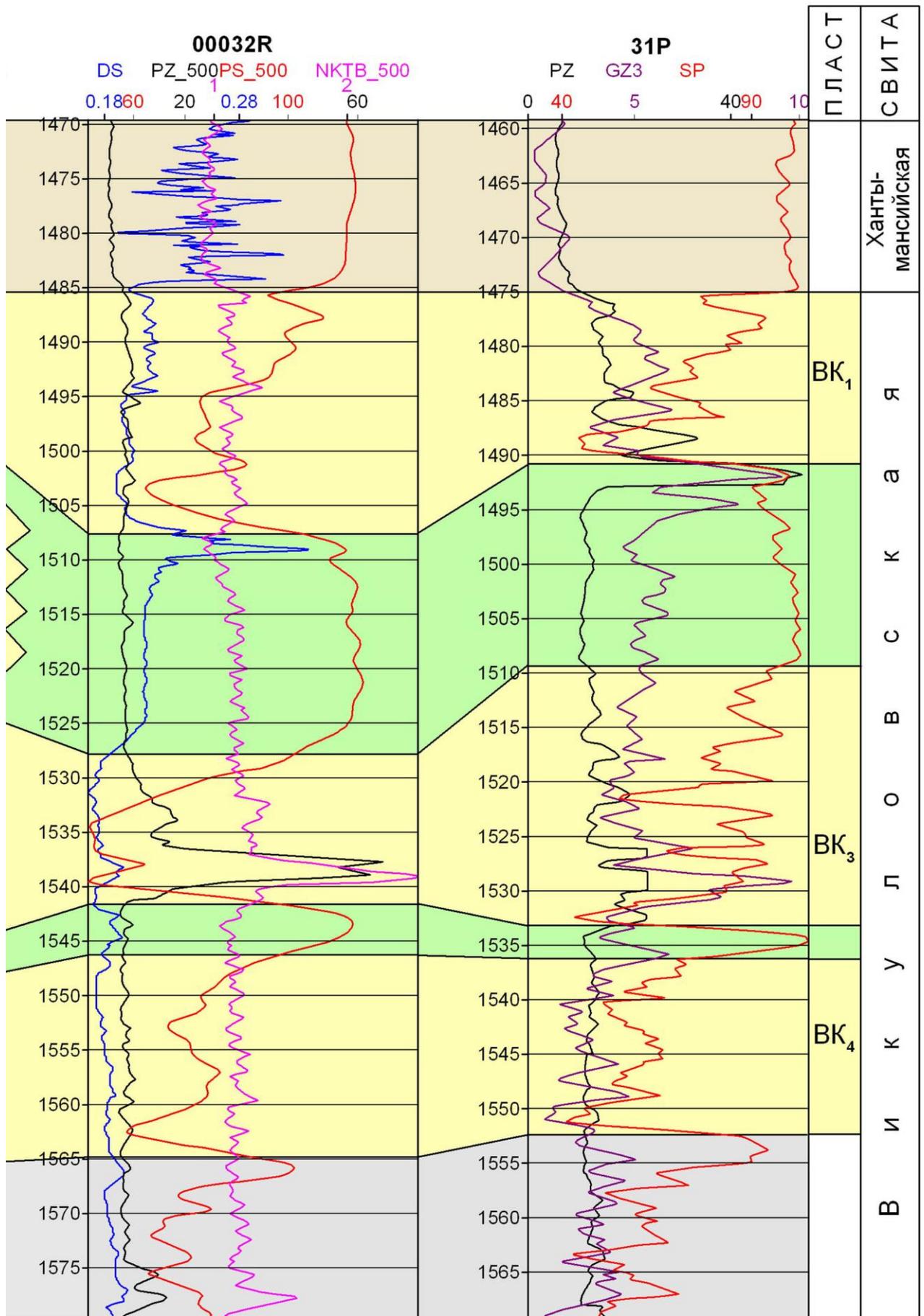
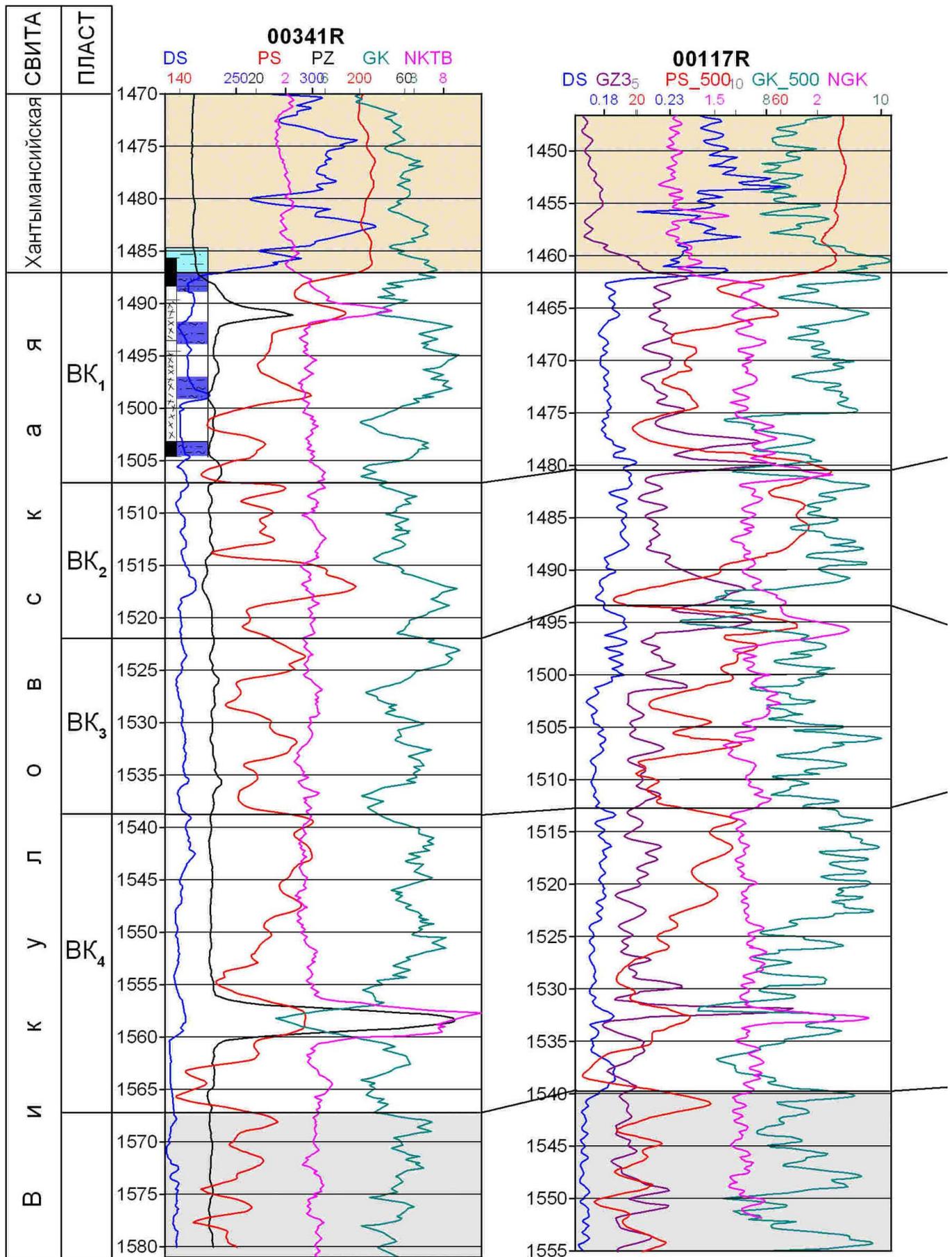
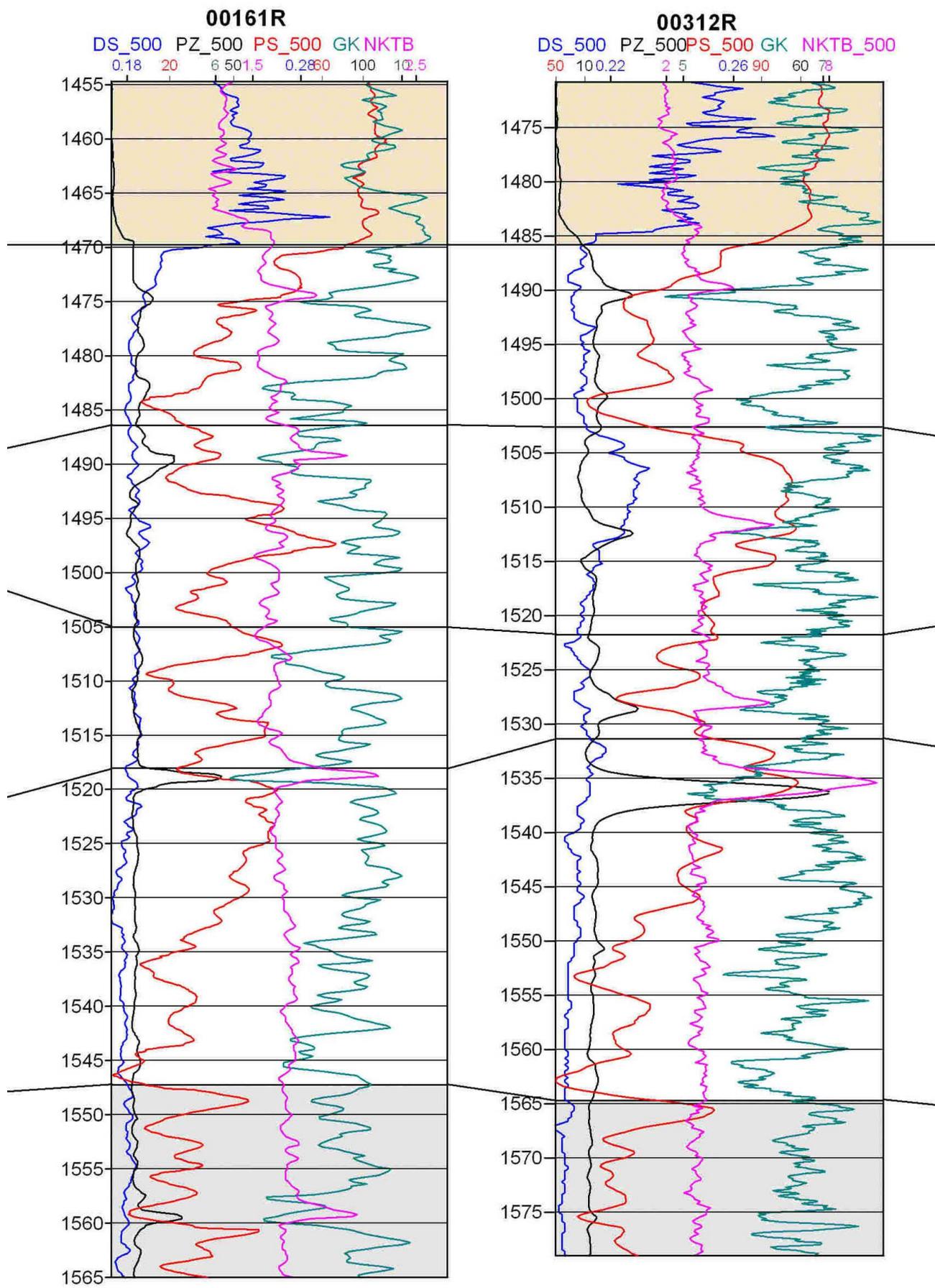


Рис. 5.16 Окончание субширотного разреза

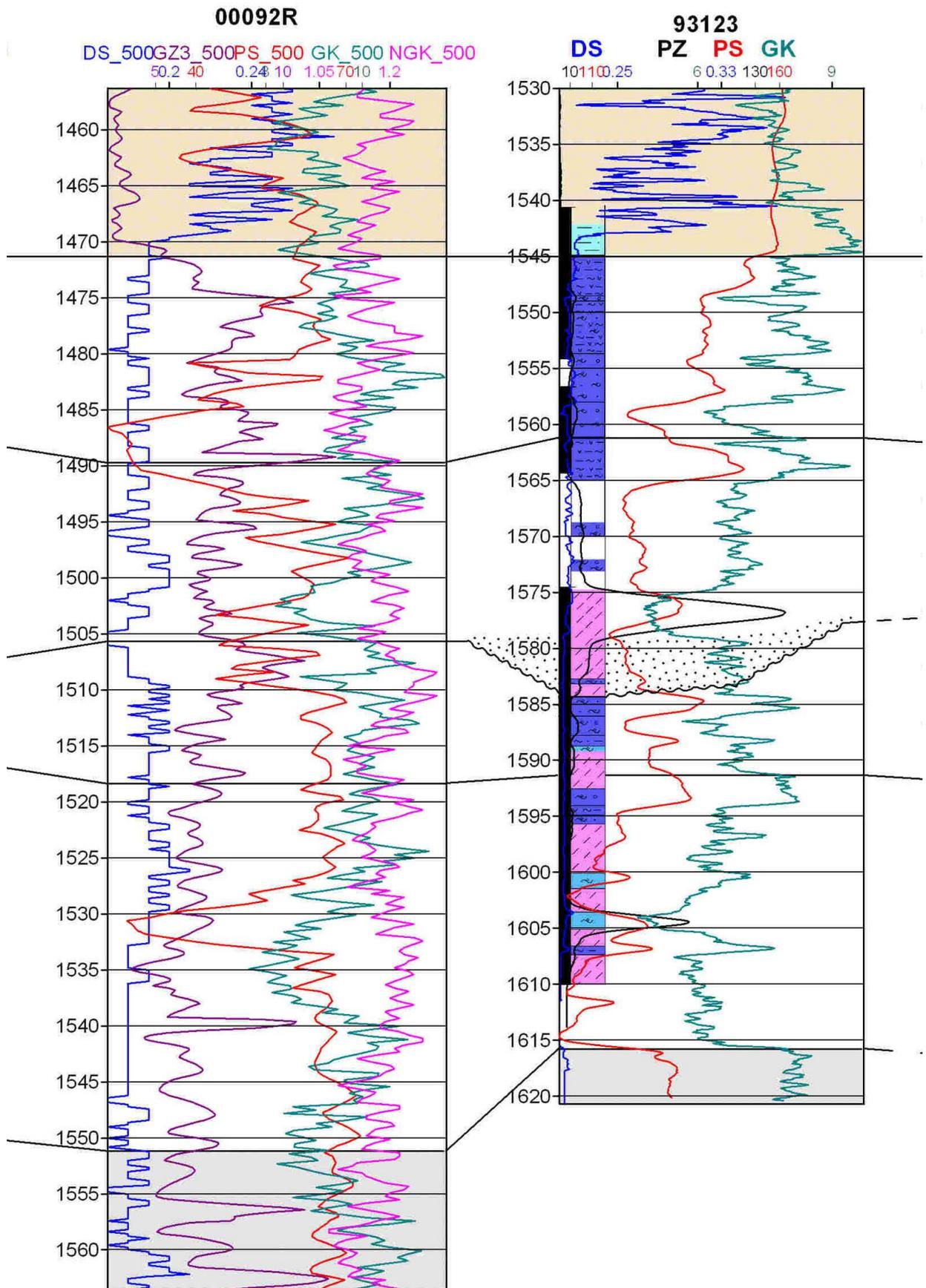


Лист 1

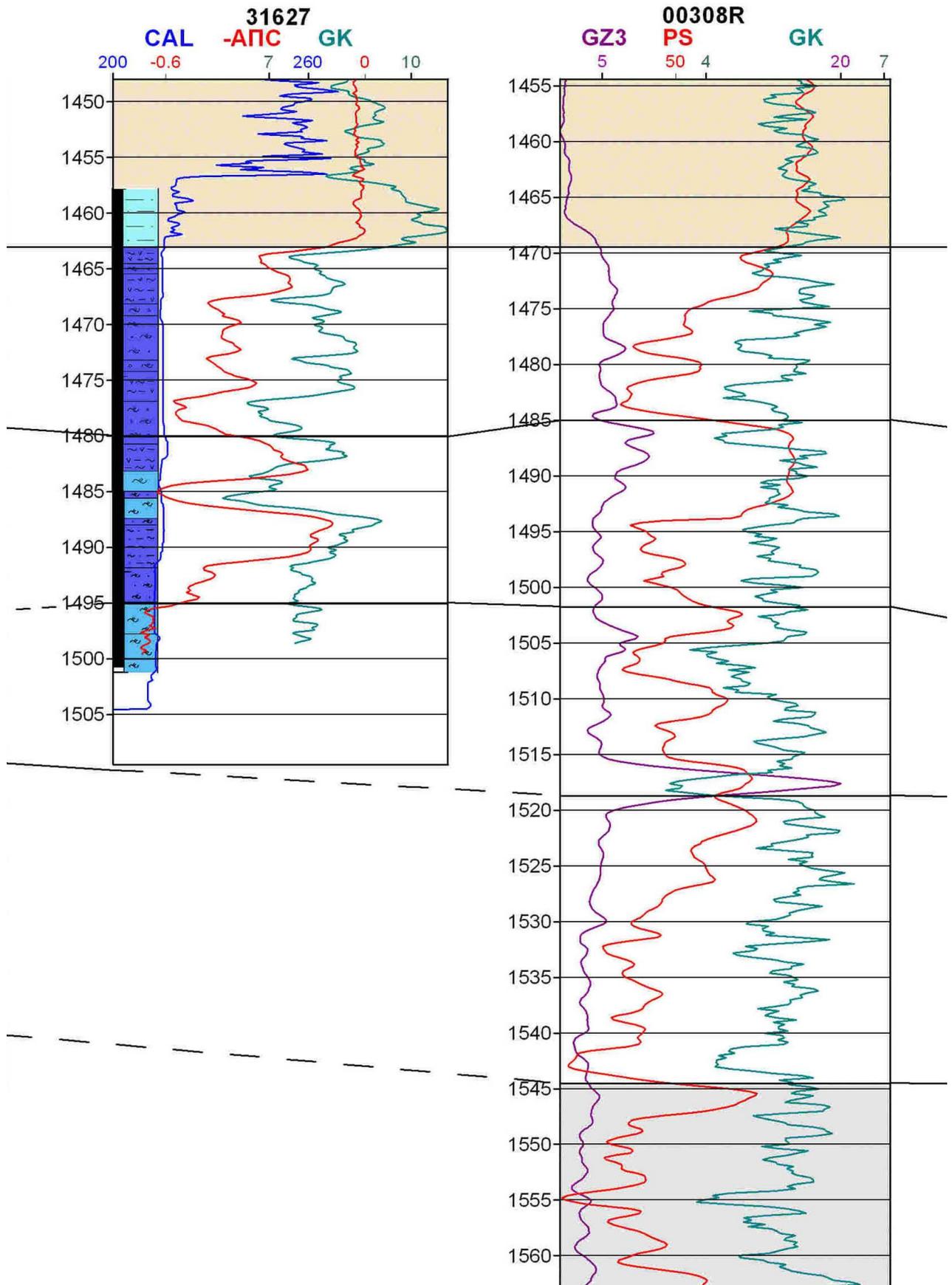
Рис. 5.17. Субмеридиональный разрез (положение см. на рис. 2.7)



Продолжение рис. 5.17

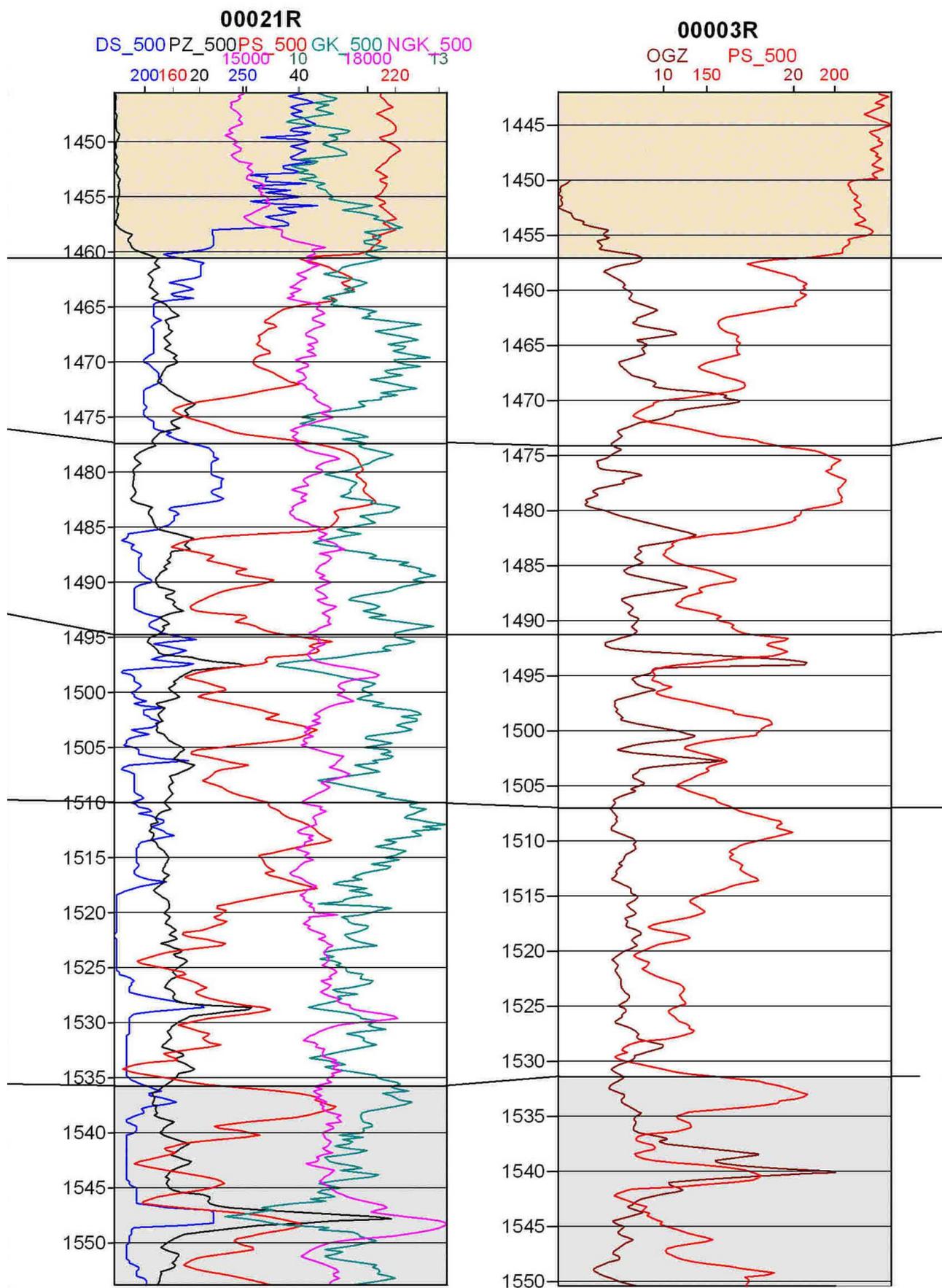


Продолжение рис. 5.17

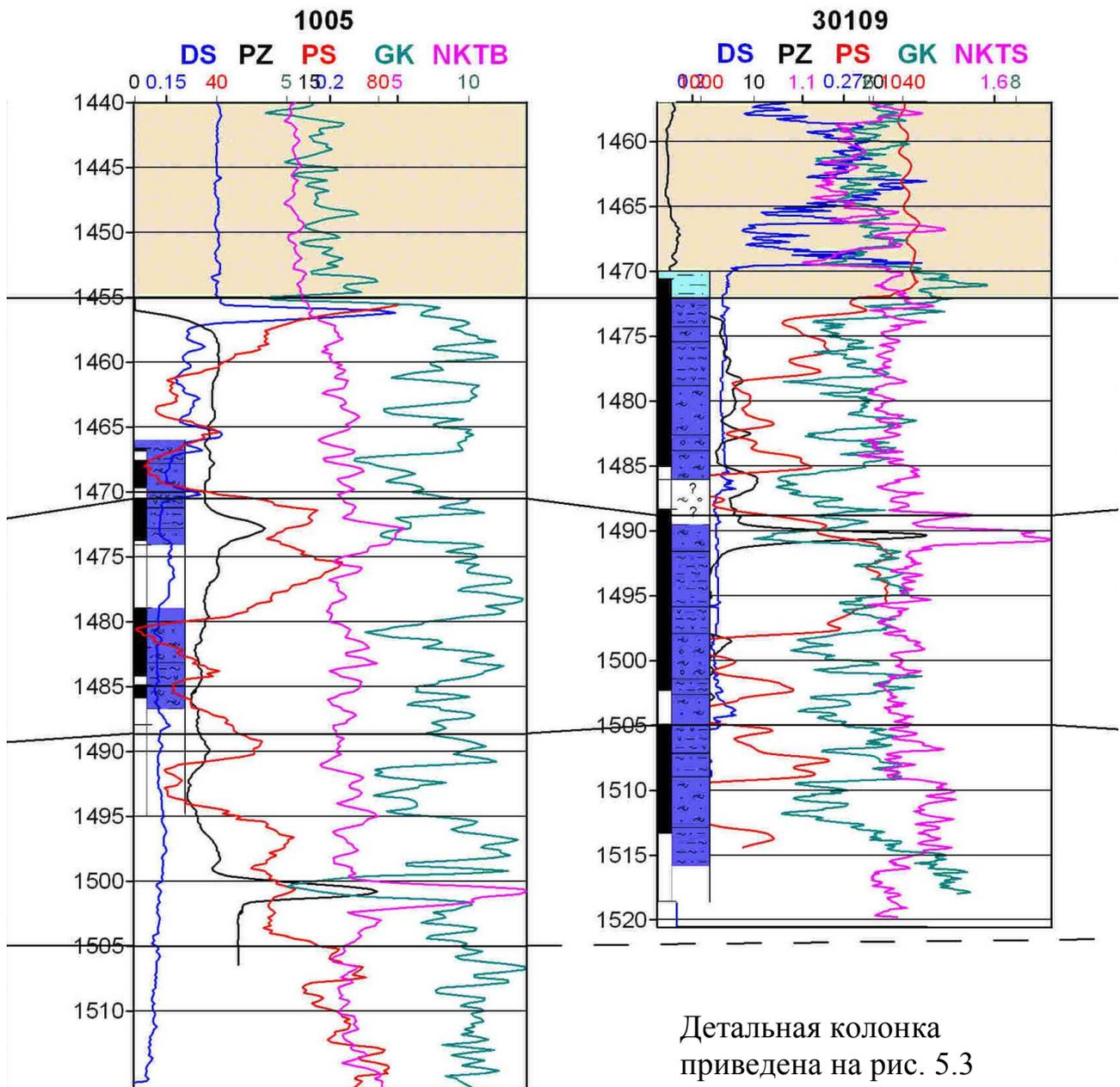


Продолжение рис. 5.17

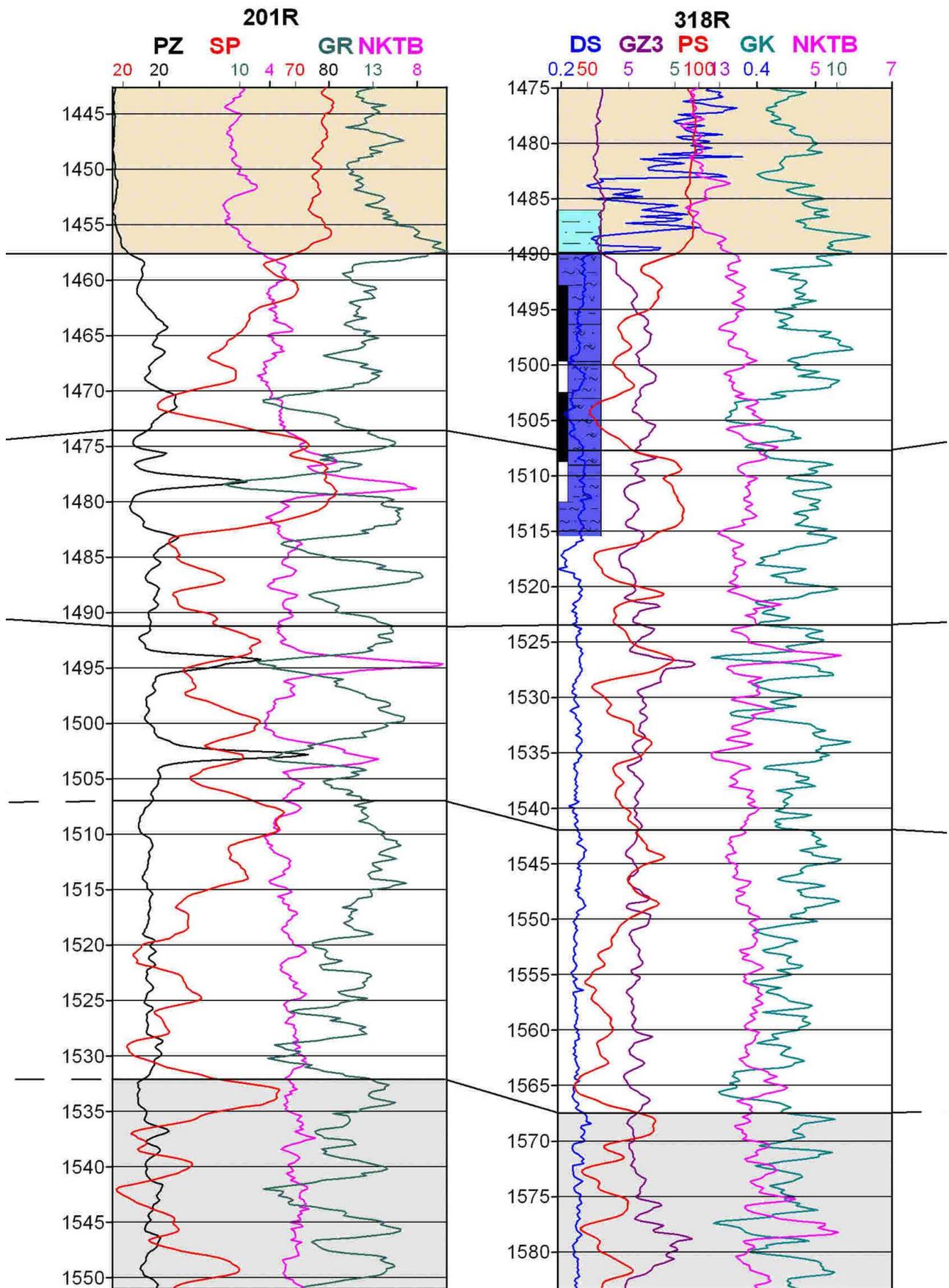
Лист 4



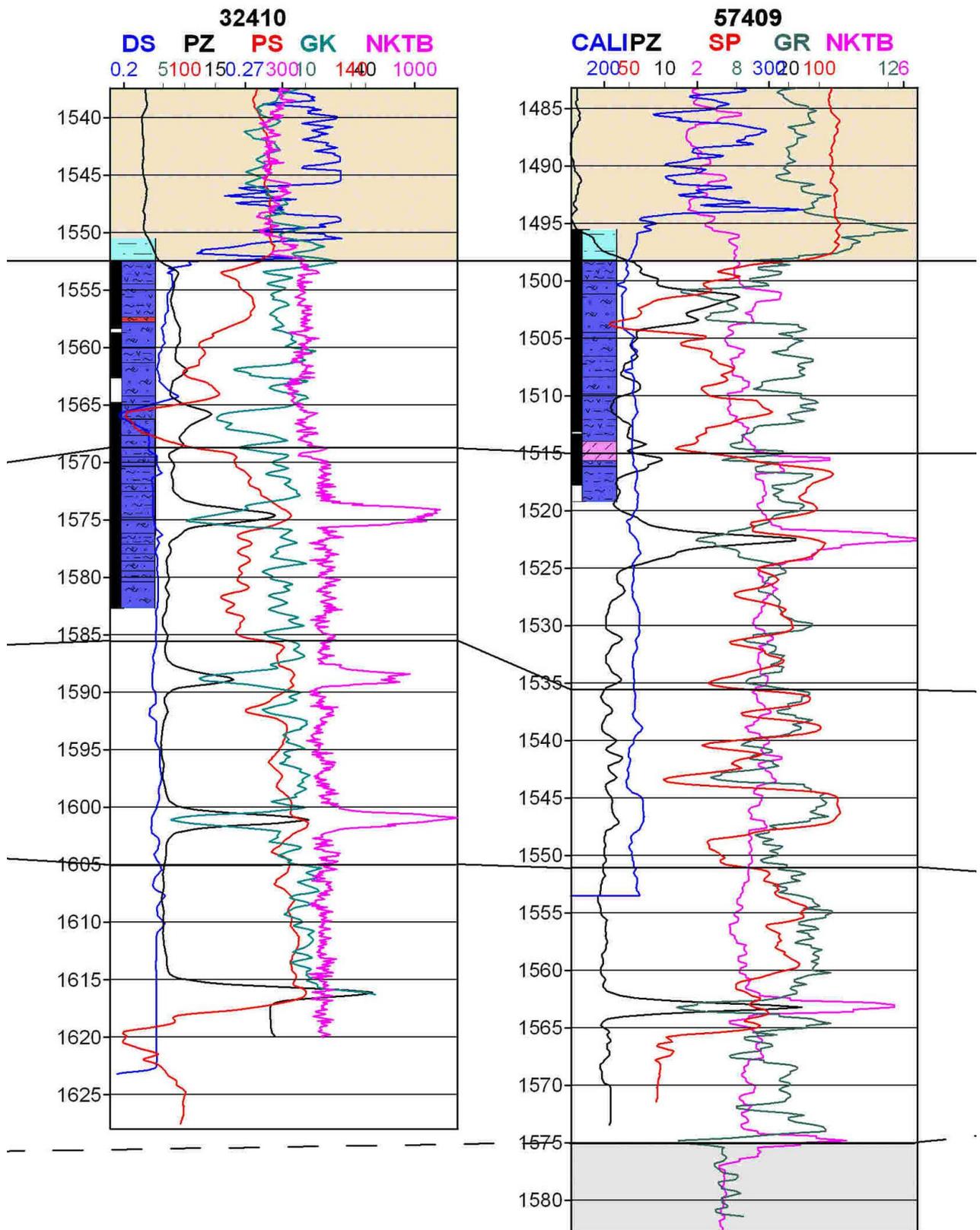
Продолжение рис. 5.17



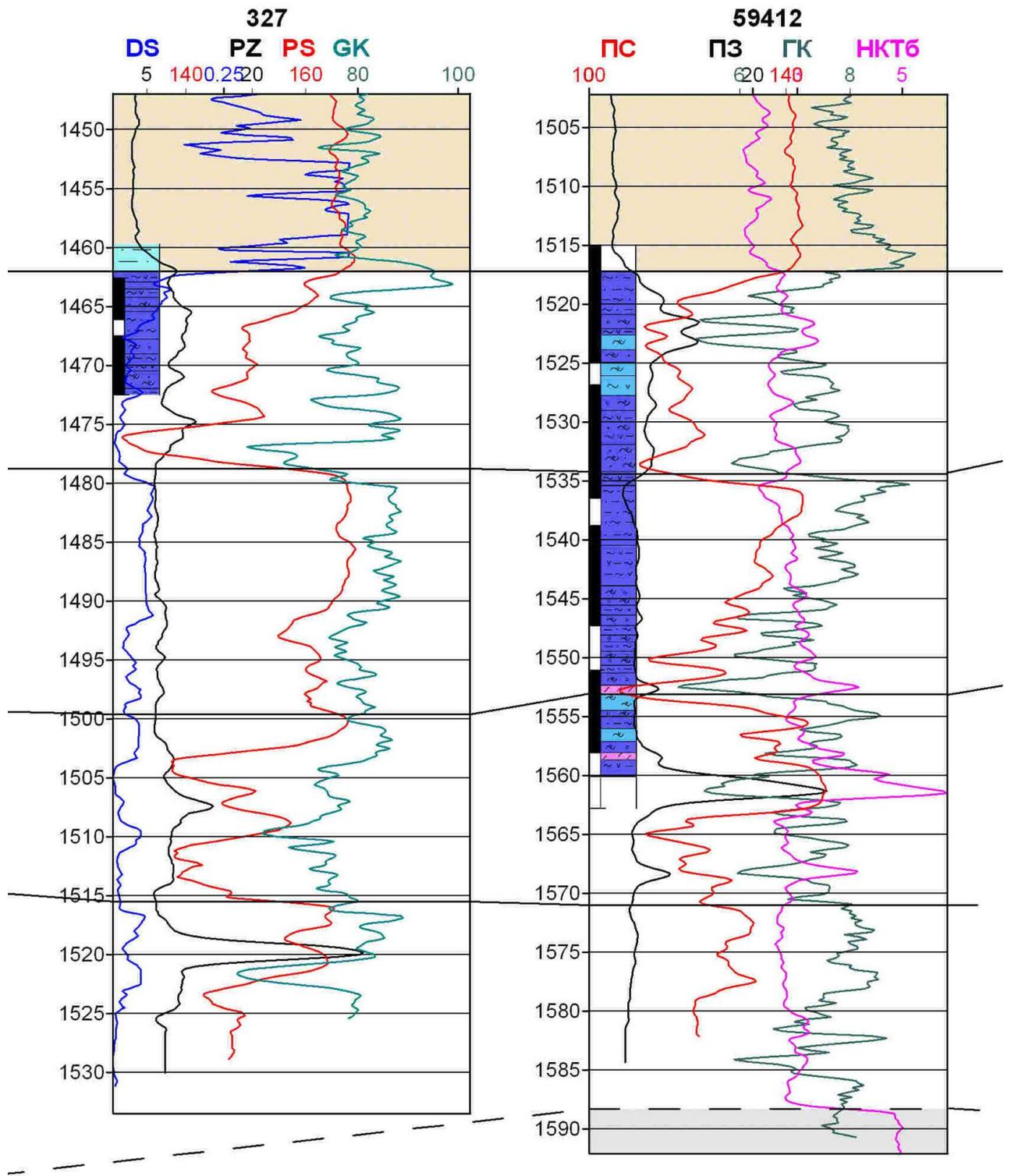
Продолжение рис. 5.17



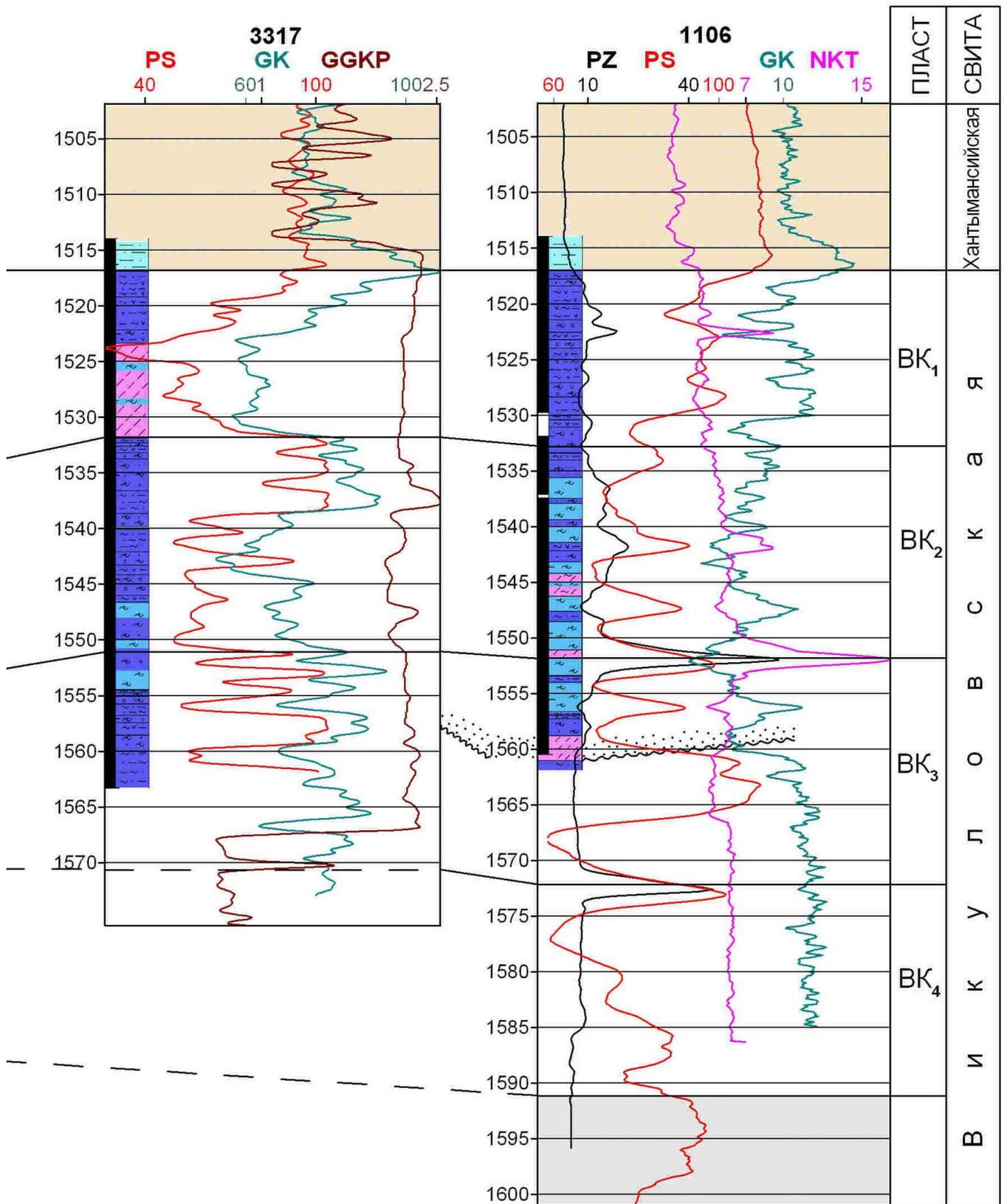
Продолжение рис. 5.17



Продолжение рис. 5.17



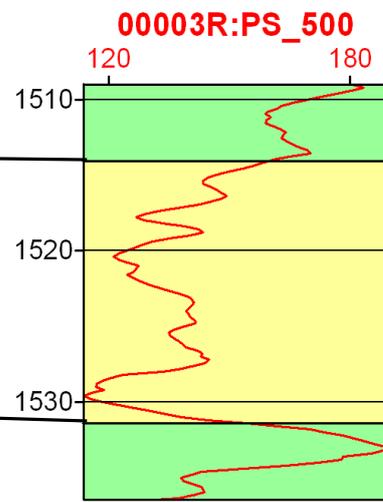
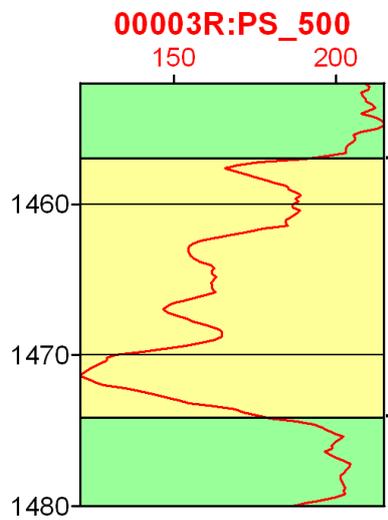
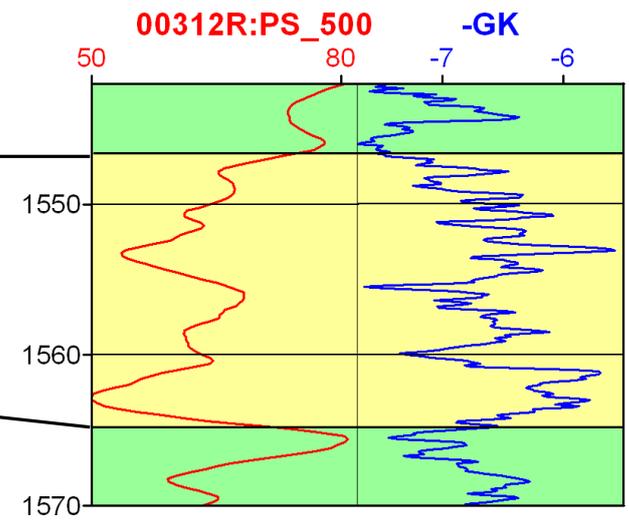
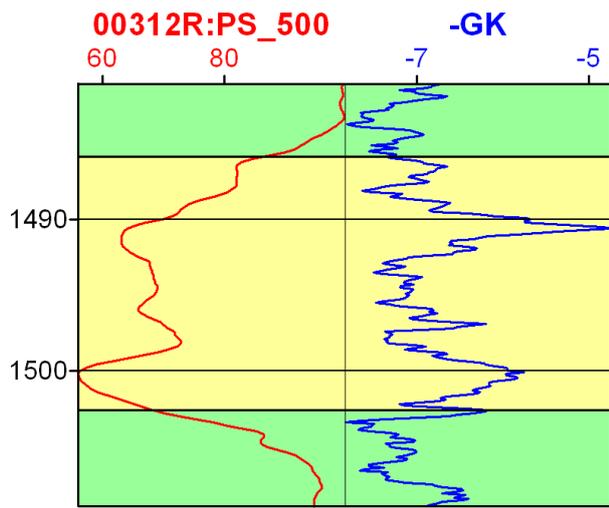
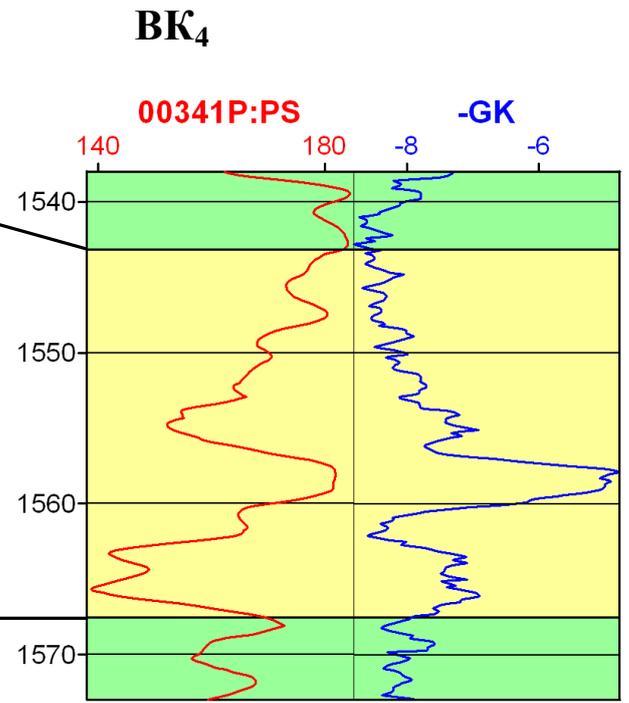
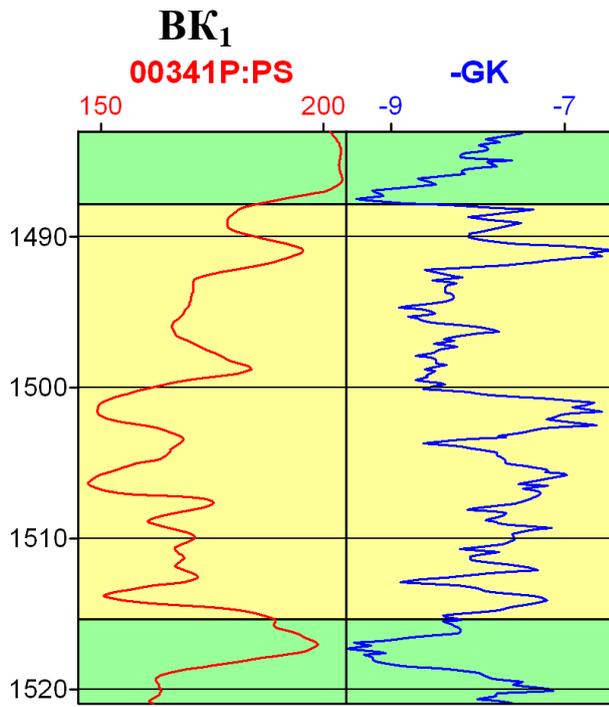
Продолжение рис. 5.17



Детальная колонка
приведена на рис. 5.5

Окончание рис. 5.17

Лист 10



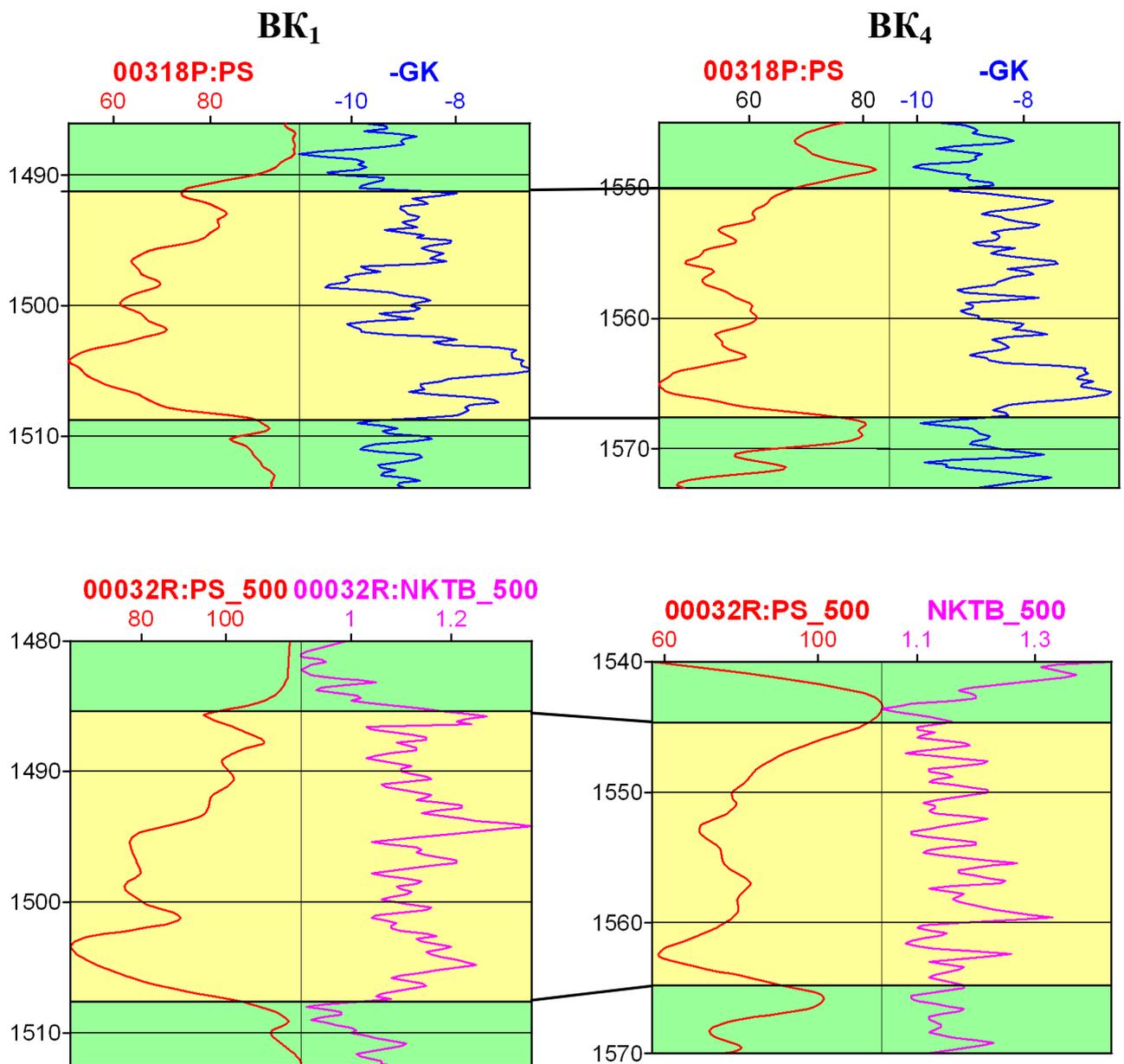


Рис. 5.18. Сравнение коллекторов BK_1 и BK_4 для скважин, по которым построены общие корреляционные профили (см. рис. 5.11, 5.12)

изменение толщин коллекторов в соответствующих скважинах. Наиболее характерное значение толщины коллекторов составляет 17,5 м; оно увеличивается до 20-27 м на юге и юго-западе площади (скв. 341, 32), одновременно с некоторым общим увеличением толщины интервала от кровли BK_1 до подошвы BK_4 , соответственно, от 73-75 до 79-81 м (см. рис. 5.11, 5.12). Однако в основном такое увеличение компенсируется соответствующим уменьшением суммарной толщины коллекторов BK_2 и BK_3 – от 40 в скв. 312, 03 и 318 до 30-36 в скв. 341, 32 (см. рис. 5.18). Это свидетельствует о стремлении территории к постоянному выравниванию, стабилизации поверхности, что и будет являться самостоятельным объектом рассмотрения в следующей главе.

2. Коллекторы $ВК_2$ и $ВК_3$ в целом характеризуются значительно худшей выдержанностью. При этом коллектор $ВК_3$, при общей достаточной «устойчивости», характеризуется по большинству скважин своеобразной *полярной сменой направленности* кривой ПС от коллектора $ВК_4$ с колоколообразной на воронкоподобную. По сути, на более низком уровне, но инвариантно повторяется аналогичная смена направленности кривой ПС, отмеченная на рубеже нижней и верхней подсвит викуловской свиты (см. рис. 5.11, 5.12) – или, точнее, начало «опесчанивания» разреза (см. выше). Такая форма кривой PS вида «воронки» характерна для дельтовой обстановки s. 1. или регрессивного берегового бара (см. рис. 5.8). Именно последняя наблюдается нами для коллектора $ВК_3$ в скв. 1106 (см. рис. 5.5; лист 10 на рис. 5.17).

3. Наиболее неустойчив по своему положению в разрезе коллектор $ВК_2$, полностью глинизирующийся на юго-востоке площади (см. выше: рис. 5.16, скв. 32, 31). На коротких расстояниях он может смещаться из «нижнего», сближенного с $ВК_3$ положения в «верхнее», примыкая к коллектору $ВК_1$. На рис. 5.19 показано существенное изменение его строения даже на очень коротких расстояниях. Оно отчетливо реализовано в смене направленности кривой PS от пульсационно-повышающейся (скв. 162) через бимодальную (скв. 161) до пульсационно-понижающейся (скв. 160) конфигурации, т. е. от «колокола» до «воронки», с промежуточной конфигурацией вида «песочных часов». Такой фигуры в схеме, приведенной на рис. 5.8, попросту не предусмотрено. Из этого следует, что налицо сложный комплекс, интерпретацию генезиса для которого нужно выполнять поинтервально.

4. Именно фациальный анализ, даже во фрагментарных объемах, позволил получить весьма интересные сведения. Интересно проанализировать их сравнением строения коллекторов $ВК_{2+3}$ в скв. 93123 и $ВК_3$ в скв. 1106 (соответственно, листа 3 и 10 на рис. 5.17). Здесь слоями подводно-дельтовых песчаников локально размываются нижележащие отложения. При этом в обоих случаях такие перемены можно наблюдать в конкретных образцах, приведенных, соответственно, на рис. 3.3 (фиг. 6) и 5.5 (обр. 15). Весьма интересно и важно «блуждающее» перемещение подводно-дельтовых слоев и (или) их пачек по разрезу – от упомянутых коллекторов $ВК_2$ и $ВК_3$ в коллектор $ВК_1$ (скв. 57409; 3317). Достоверность последнего иллюстрируется фрагментом колонки, приведенной на рис. 5.4.

Сумма перечисленных позиций выглядит весьма нетривиальной. Чаще всего на практике работ по мере сгущения сети облик исследуемого/разведываемого тела становится более сложным. Это показано на рис. 5.20, который вполне может быть сопоставлен с корреляцией коллектора $ВК_2$ (см. рис. 5.16, 5.17). Однако в целом характер нашего изучаемого разреза оценивается как существенно выдержанный, «замыкаясь» на весьма уверенно коррелируемые границы коллекторов $ВК_1$ и $ВК_4$ (см. выше: рис. 5.18). Таким образом, детализация геологического строения показывает его усложнение **внутри** пространства, хорошо ограниченного **снаружи**.

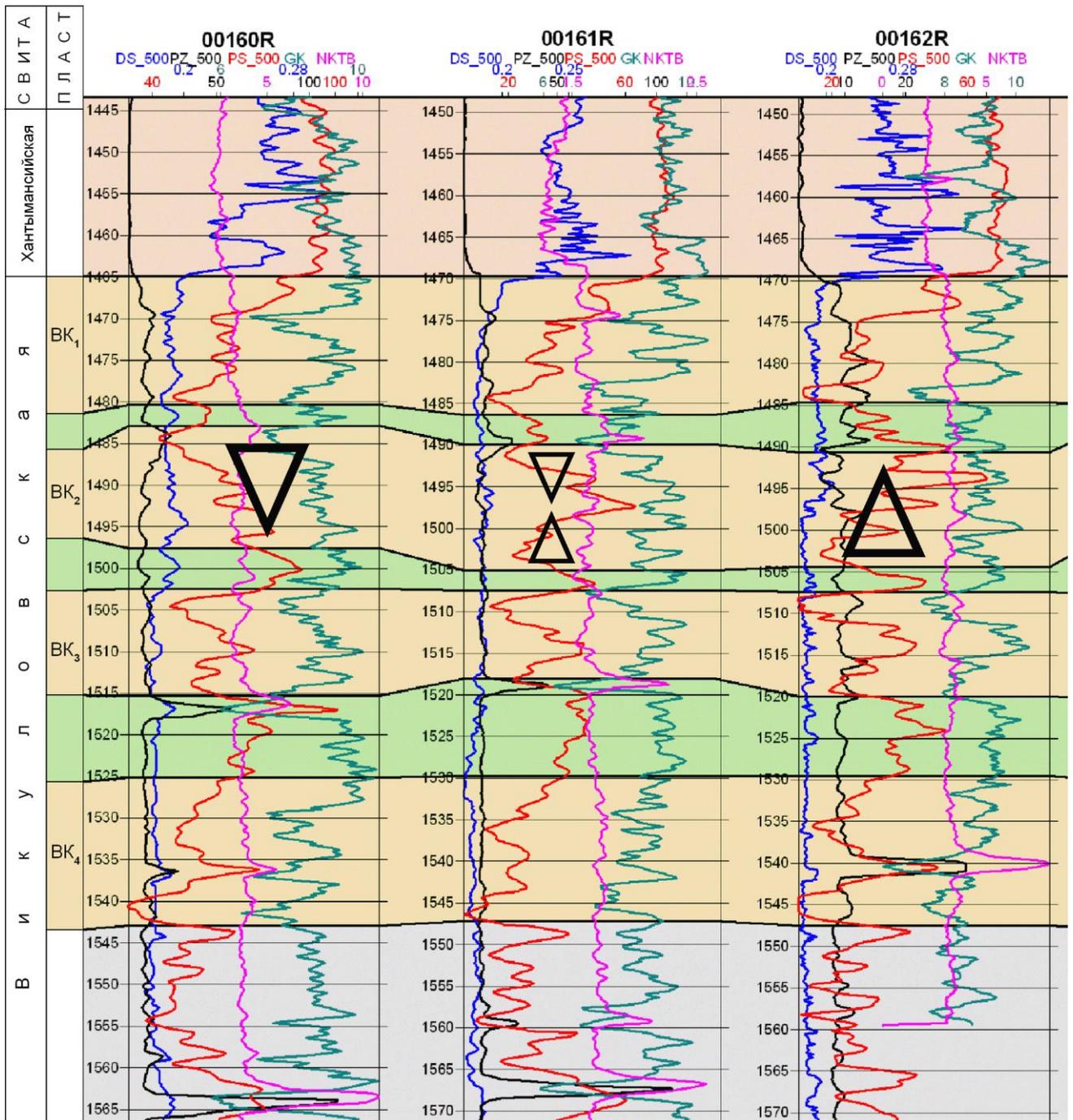


Рис. 5.19. Фрагмент корреляционного разреза по линии скважин (положение см. на рис. 2.7).

Символами показано, как на коротких расстояниях (между скважинами ~2 км) «рециклит» коллектора BK_2 в скв. 160 сменяется «прорециклитом» в скв. 161 и «проциклитом» в скв. 162. Особо отметим, что интерпретация рециклита в скв. 160 наиболее соответствует «дельтовому» механизму, т. е. восходящему увеличению размерности частиц («воронка» на кривой PS)

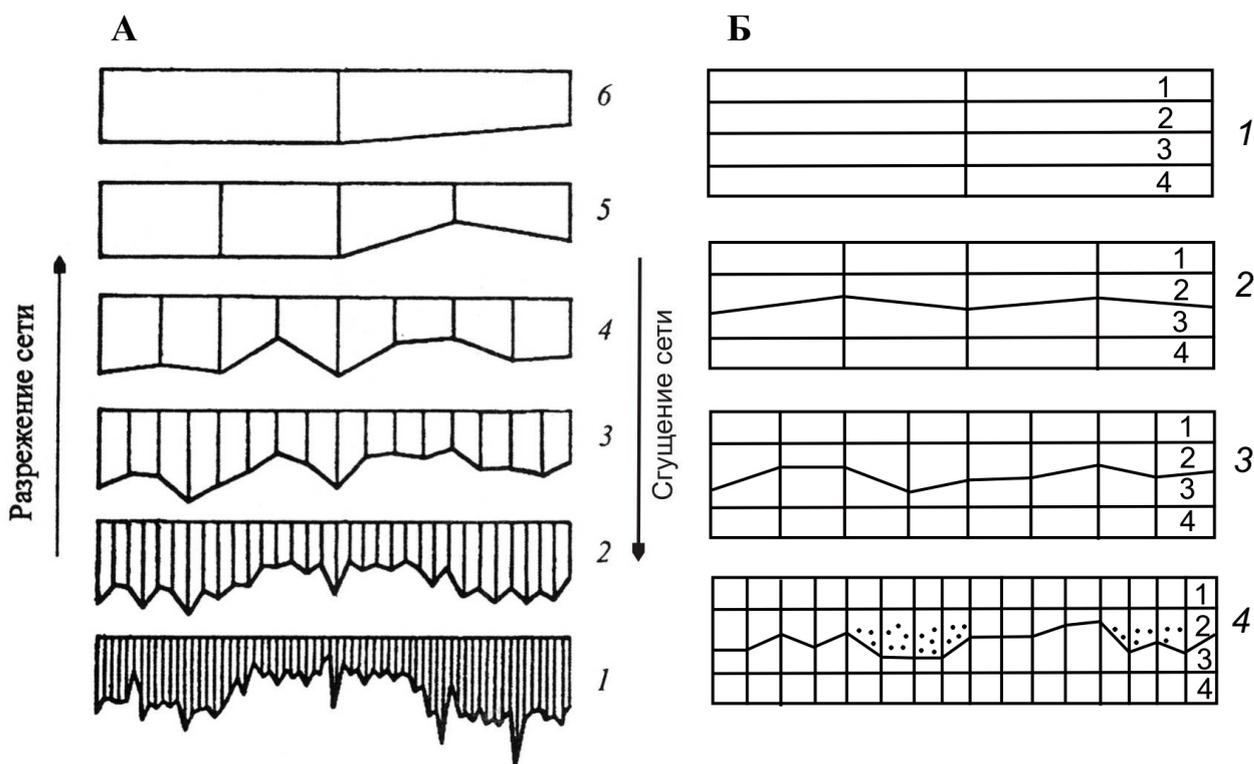


Рис. 5.20. Изменение наблюдаемого облика залежи при последовательном разрежении/сгущении плотности сети точек наблюдения

А – по В. Н. Волкову [64]: 1 – исходные данные (эталон); 2, 3 – разная степень соответствия действительному облику залежи; 4 – сеть практически не улавливает характер неоднородности залежи; 5, 6 – сеть не отвечает общему облику залежи

Одновременно пример можно рассматривать как усложнение характеристики объекта при детализации его изучения, что показано для Б на примере викуловской свиты: 1, 2 – общая корреляция; 3 – усложнения с увязкой коллекторов $ВК_2$ и $ВК_3$ при сохранении параллельности коллекторов $ВК_1$ и $ВК_4$; 4 – то же, с предложением модели врезов (показана крапом)

Для оценки такого достаточно сложного характера, который был присущ механизму седиментации, привлечем общие представления, систематизированные в виде классификации режимов осадконакопления (рис. 5.21). Изложенные выше сведения позволяют заключить следующее.

1. Общая характеристика викуловской свиты с четырьмя хорошо выдержанными ее частями (см. рис. 5.11, 5.12) наилучшим образом соответствует *мутационному* режиму, с формированием *хроногенных* комплексов (см. рис. 5.21). Он же присущ для коллекторов $ВК_4$ и $ВК_1$, в целом четко проявляясь в отграничении их верхней и нижней границ, соответственно. Именно хроногенность отмеченных границ особенно отчетливо видна в образцах, характеризующих контакт викуловской и ханты-мансийской свит (см. фототабл. XIII).



Рис. 5.21. Классификация режимов образования элементарных седиментационных циклов [171]

2. Значительная изменчивость строения отложений средней части продуктивного комплекса, особенно коллектора $ВК_2$, в полной мере соответствует *миграционному* режиму в различных модификациях. В основном он регулируется законом Головкинского [75], установленным 140 лет назад и рассмотренным в многочисленных работах, в том числе в последние годы, для мезозойско-кайнозойских отложений востока Русской плиты С. О. Зориной [102, 103].

3. Такое сочетание двух принципиально различных механизмов позволяет нам полагать, что в целом изучаемая толща формировалась в режиме **миграционно-мутационного** циклического наслоения пород. Этот своего рода «синтетический» режим С. И. Романовским охарактеризован в двух вариантах: ледниковом и флювиальном (см. рис. 5.21). Для узкого стратиграфического диапазона в целом монотонных терригенных толщ такое сочетание режимов ранее, видимо, не рассматривалось (нам, по меньшей мере, такие примеры неизвестны). Поэтому предложим для данного класса третий (аналогично как и для двух «простых»: см. рис. 5.21), **прибрежно-мелководный режим**, к каковому и отнесем механизм формирования верхней части викуловской свиты или пакета пластов $ВК_{1-4}$.

Проверкой выполненной корреляции может служить построение 3D модели и разрезов фациальных замещений, т. е. использование возможности проследить распространение фаций не только в двумерном пространстве, но и в трехмерном.

Сущность процедуры, использованной нами, заключается в переводе исходной литофациальной информации в числовую форму посредством числового кодирования. В основе лежит замена индексов фаций, в которых закодировано генетическое содержание в числа, по девятибалльной шкале (от 0 до 9). Полученная информация была загружена в программный комплекс *Roxar (Irap RMS)* и с помощью метода *Interpolation* (интерполяция) получены независимые от субъекта построения [8].

В основе данного метода лежит алгоритм интерполяции. Достоверные значения параметра, которые известны в скважинах, в интересующих нас интервалах глубин присваиваются и окружающим ячейкам 3D сетки. При этом значения присваиваются с определенным весом в зависимости от удаленности ячейки от достоверного значения (скважины). Ячейки, через которые проходят сами скважины, имеют самый большой вес. То есть для интерполирования параметра нам необходимо иметь: 3D сетку и скважинные данные, осредненные в соответствии с вертикальным разрешением 3D сетки. Таким образом, методика интерполяции, применяемая в RMS, основана на изотропном расчете средних весов, зависящих от распределения исходных достоверных данных.

Результатом построения является получение наглядного распределения литотипов в объеме 3D сетки, учитывающей особенности залегания викуловских пластов. Они последовательно показаны в виде собственно разрезов 2D (рис. 5.22) и модели 3D (рис. 5.23). Вполне очевидны фациальные замещения и выклинивания, в том числе на коротких расстояниях, подтверждающих представления о миграционном характере осадконакопления даже "внутри" коллектора ВК₁, в целом имеющего мутационную выдержанность (см. выше).

5.4. Закономерности в строении отложений (цикличность)

Уже в течение ряда лет, при оценке закономерностей строения нефтегазоносных толщ ЗСОМБ, на первом плане фигурирует методология, разрабатываемая Ю. Н. Карогодиным. Ему принадлежит т. н. системно-литмологический подход, базирующийся на простейшем анализе направленности смены терригенных пород, изображаемой в виде двух равнобедренных треугольников и двух их же комбинаций (рис. 5.24). Добавим, ссылаясь на самого автора, что «ромб», или ре-проциклит, в природе почти не встречается.

К настоящему времени этими циклитами «расчерчена» вся меловая часть разреза ЗСОМБ. Так, на рис. 5.25 приведена колонка строения основной части меловых отложений Красноленинского района. Особо обратим внимание на границу аптских и альбских ярусов, которая очень примерно соответствует границе викуловской и ханты-мансийской свит (см. п. 1.2). Ю. Н. Карогодин считает следующее. «Поскольку граница РГЦ (регионального циклита, или регциклита. – *Авт.*) (она же и подошва основного продуктивного пласта ВК₁) является важной и прослеживаемой различными методами, в

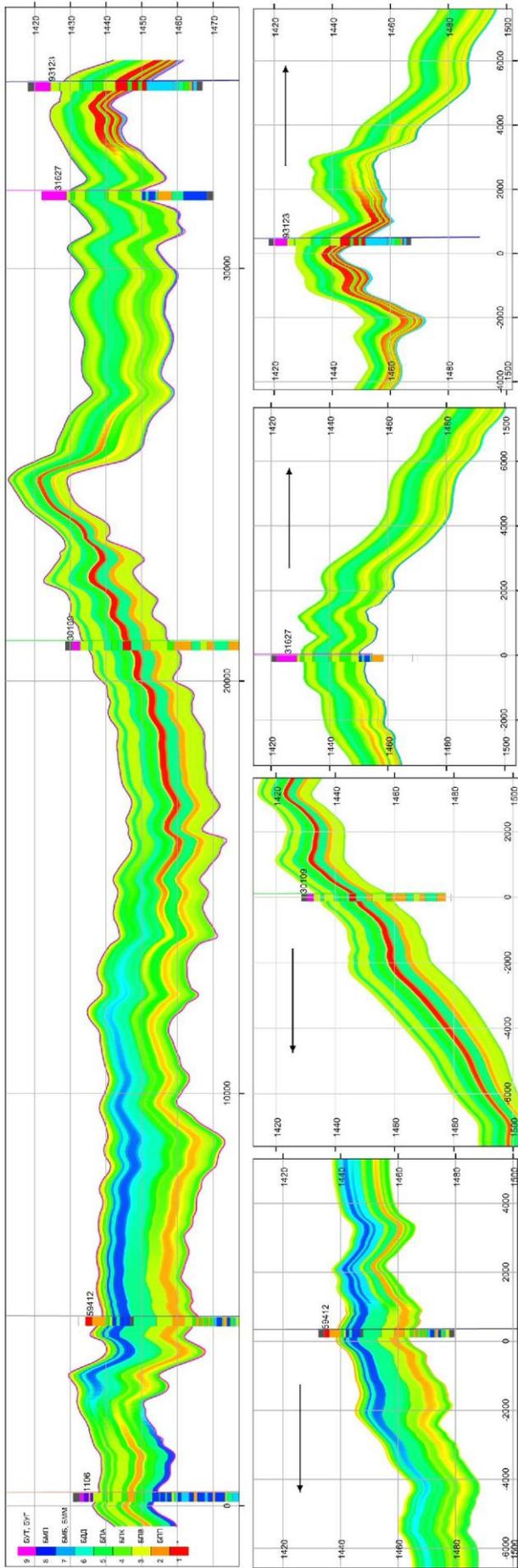


Рис. 5.22. Фациальные замещения в разрезах 2D

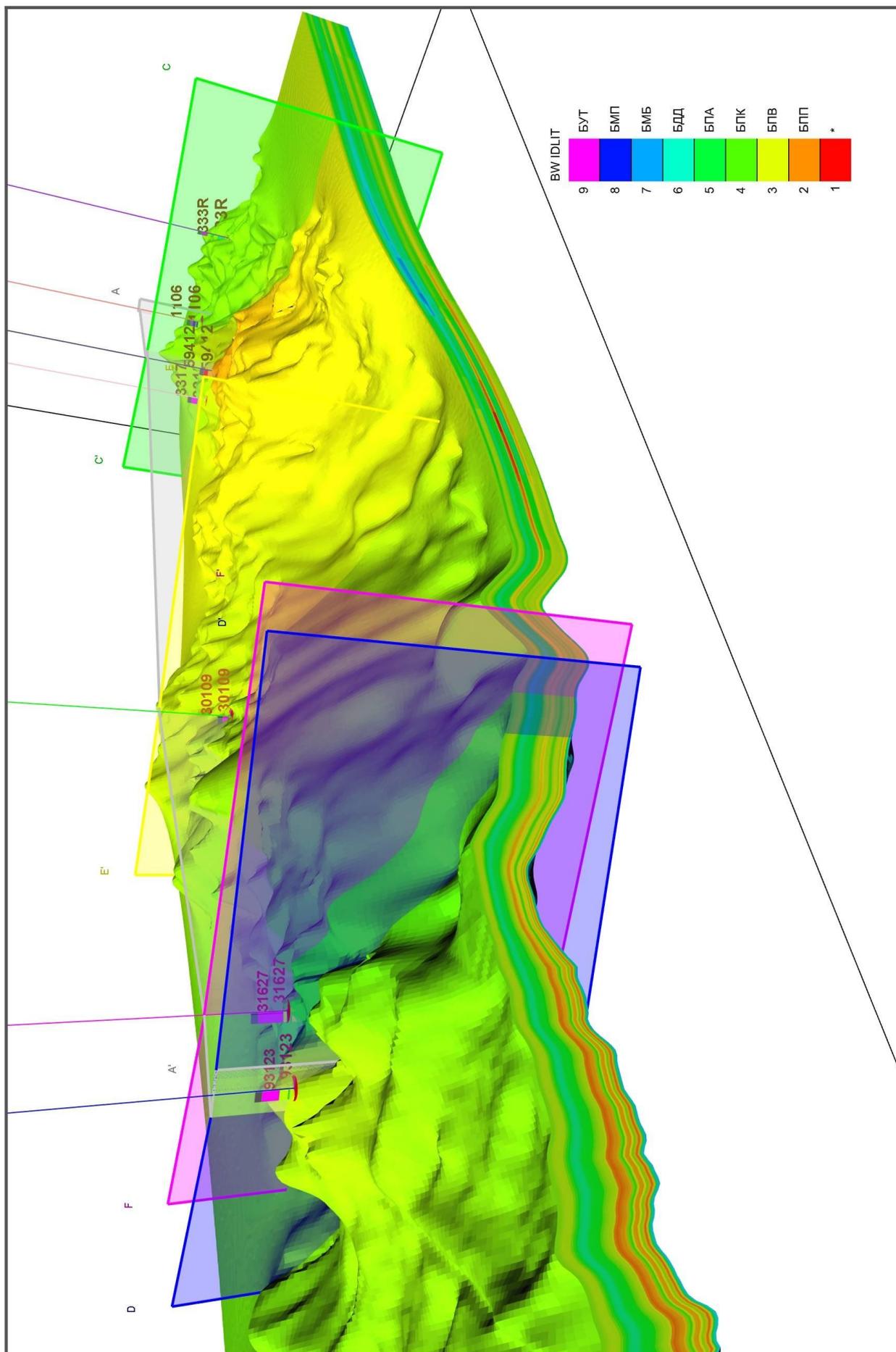


Рис. 5.23. 3D модель фациального расчленения верхней части разреза

том числе и на сейсмопрофилях, то её целесообразно обозначить, как отражающий горизонт «М». Кровлю пласта (подошву глин ХМ свиты) принято, как известно, обозначать «М₁». В структуре регионального циклита-системы базальные слои – это инициально-трансгрессивные (ИТ) элементы, зоны в разрезе (фазы процессов, циклов). Выше по разрезу трансгрессивный (Т) элемент, заканчивающийся финально-трансгрессивной (ФТ) зоной» [115].

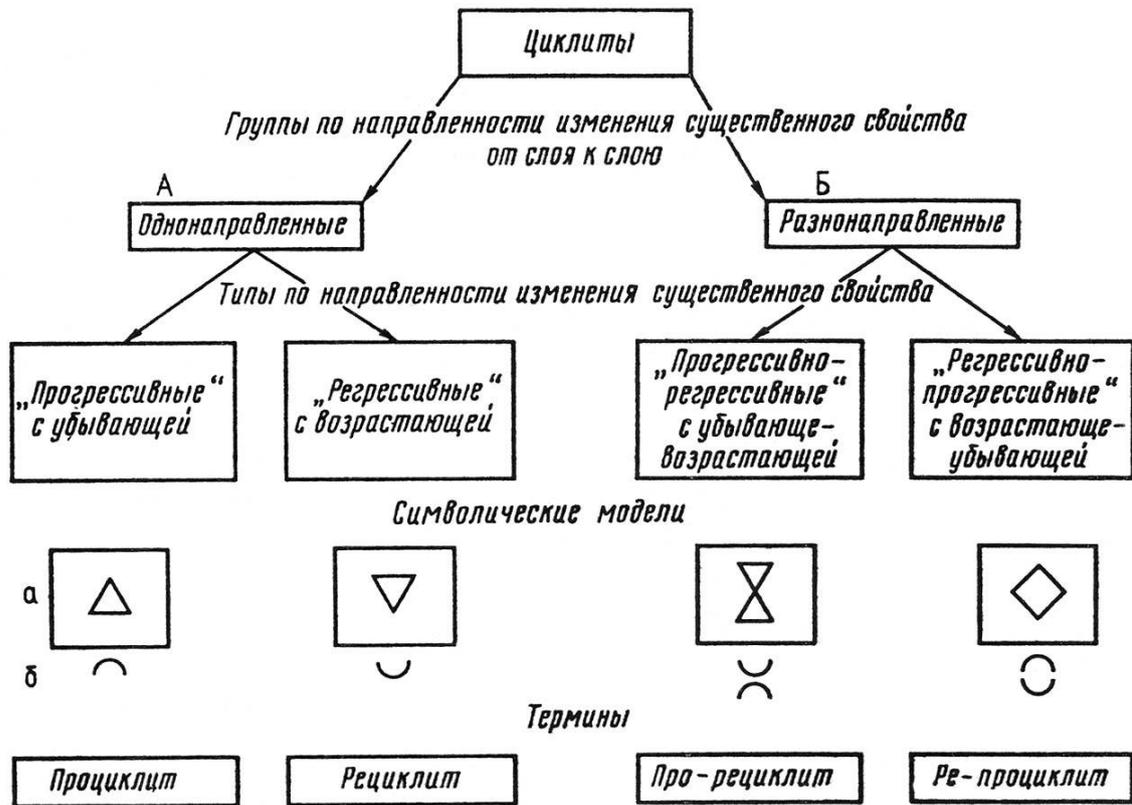


Рис. 5.24. Классификация циклитов по направленности изменения существенного свойства [111 и мн. др.].

Символические модели и термины: а – в колонке разреза; б – в тексте

О малой состоятельности подобного подхода еще 20 лет назад было написано так: «Наконец, коснемся предлагаемого Ю. Н. Карогодиным графического изображения выделяемых им 4 типов циклов в виде треугольников и их комбинаций («ромб» и «песочные часы»). Они, на первый взгляд, привлекают своей простотой, но, к сожалению, не отражают сущности процесса циклической седиментации. Литоциклы, изображаемые треугольниками, – это лишь части полных литоциклов, т. е. гемициклы, формирующиеся при резко скачкообразном процессе седиментации. Изображать полные циклы в виде «ромба» или «часов» – целиком определяется вопросом, с чего начинать цикл? По Ю. Н. Карогодину, это определяется резкостью границы. А если резкости нет? Или граница почему-либо не выделена? Тогда этот вопрос повисает в воздухе, а чередование пород можно выразить и «ромбом», и «часами».

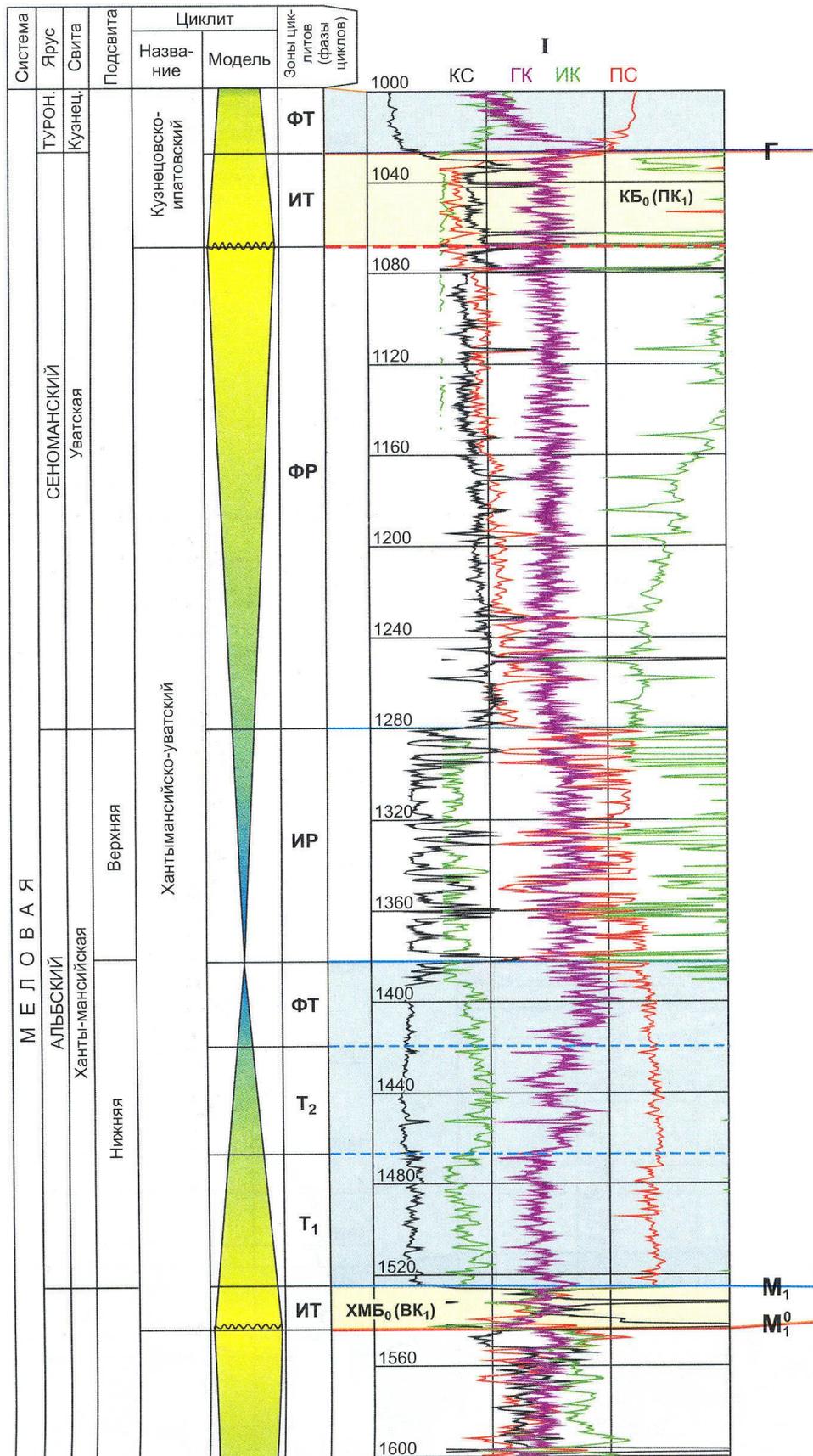
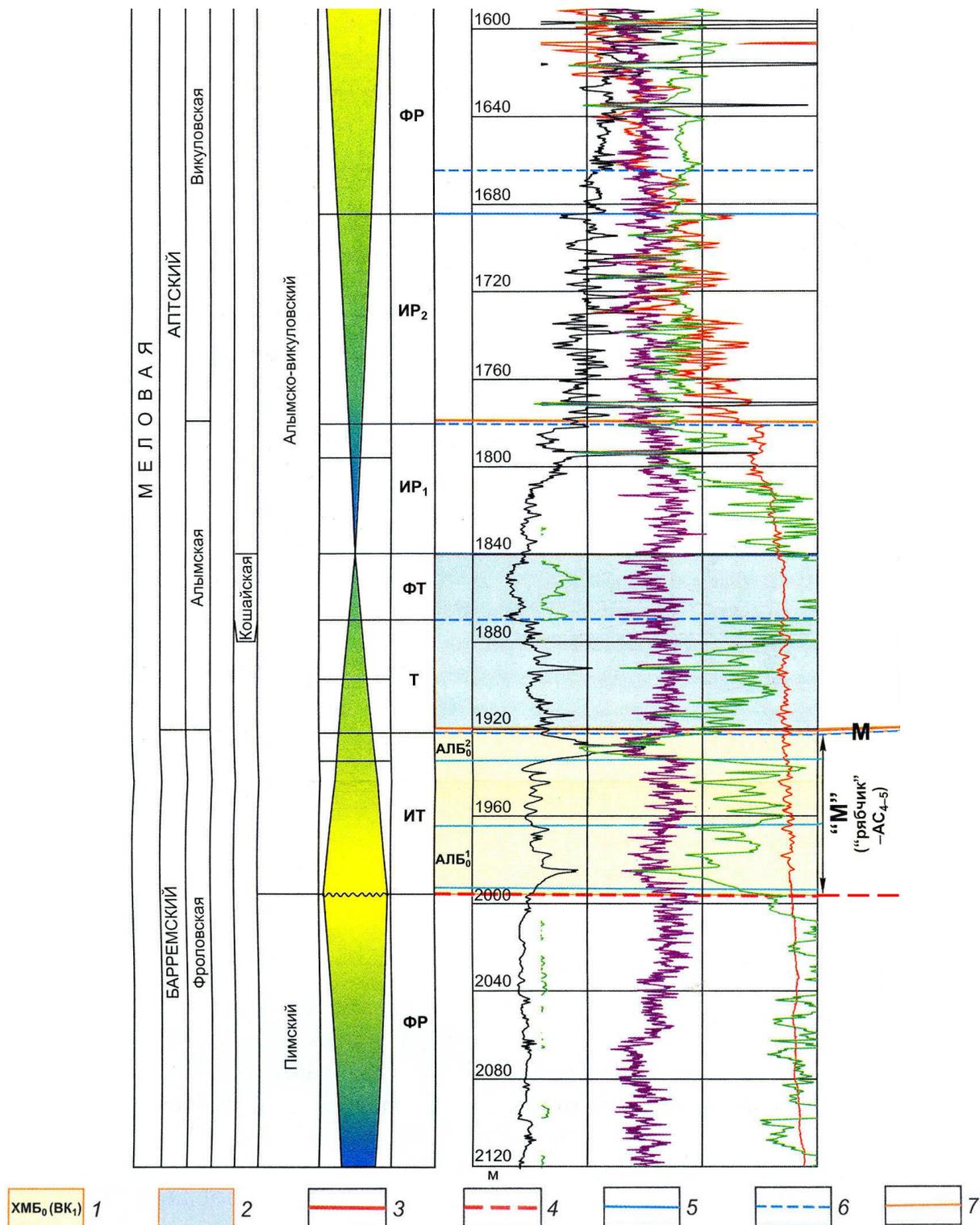


Рис. 5.25. Детальная литостратиграфическая схема расчленения и корреляции баррем-сеноманских отложений Красноленинского района [112]:



1 – базальные пласты; 2 – трансгрессивные глинистые толщи; границы региональных циклитов: 3 – явная, 4 – предполагаемая; границы зон циклитов (фаз циклов): 5 – явная, 6 – предполагаемая; 7 – границы свит. I, II, III – условные номера скважин. Г, М, М₁, М₁⁰ – сейсмические отражающие горизонты. Основные зоны циклитов (фазы трансгрессивно-регрессивных циклов): ИР – инициально-регрессивная, ИТ – инициально-трансгрессивная (базальный пласт), Т – трансгрессивная, ФР – финально-регрессивная, ФТ – финально-трансгрессивная («ядро», по [Гришкевич, 2003]).

АЛБ₀ (АС₄₋₅) – базальный пласт алымской свиты апта (предлагаемое и официальное (в скобках, по [166]) обозначение).

ХМБ₀ (ВК₁) – базальный пласт ханты-мансийской свиты альба (предлагаемое и официальное (в скобках, по [Отчет..., 1967]) обозначение)

Изображение в виде «ромба» и «песочных часов» подчеркивает симметричность строения «циклитов». Но рассмотрение обширнейшего конкретного материала по различным формациям показывает, что для циклического развития седиментации, в силу тех законов, которым она подчиняется, характерна не симметрия, а, наоборот, асимметричное строение литоциклов, что и определяет их типизацию по направленности изменения фаций» [52, с. 290].

Столь развернутая цитата приведена для того, чтобы показать неизменность «циклитового» подхода за истекшие годы. Да и как он, собственно, мог бы измениться при абсолютной «жесткости» такой фигуры, как треугольник, да еще и равнобедренный. Справочно можно указать, что замена его, к примеру, на стрелку (с острием вверх или вниз) ничего бы не изменила. В то же время «циклирование» разрезов ЗСОМБ продолжает развиваться и в последнее время приняло совсем интересный вид. Так, Ю. Н. Карогодин полагает, что уже не только пласт Ю₂ (верхнего бата) тюменской свиты представляет собой «явно базальный (инициально-трансгрессивный) пласт васюганской свиты», но и в целом граница тюменской свиты опускается еще ниже, и «Пласты тюменской свиты Ю₂-Ю₄ Красноленинского района (Талинского месторождения) также вполне правомерно считать базальными (ингрессивными) абалакско-васюганской трансгрессии... Следовательно, нижняя граница литмостратона (в наиболее полных *взрезax* (курсив наш. – *Авт.*)) должна понизиться до верхов байоса» [114].

Изображение *направленности* смены терригенных пород в виде треугольника с соответственно ориентированной вершиной в общем-то не является изобретением Ю. Н. Карогодина и широко используется, к примеру, в англоязычной литературе. В этом плане, образно рассуждая, «лишний треугольник не помешает». Дело в другом: *где и как* проводить границы «циклитов», и, что еще более важно: **что** делать, если эти циклиты претерпевают **инверсию**? Последнее показано на принципиальной модели еще 20 лет назад А. А. Неждановым (рис. 5.26); в последние годы проиллюстрировано А. Л. Бейзелем (рис. 5.27). Выше было показано, как в изученном разрезе на коротких расстояниях «рециклит» транслируется в «проциклит» (см. рис. 5.19). Надеемся, что представленные данные в достаточной степени *дезавуируют* безудержное «циклирование» терригенных толщ, имеющее в своей основе явную нехватку кернового материала (см. гл. 2). Одновременно подчеркнем, что мы ни в коем случае не против разумного и наглядного показа направленности (в чередовании слоев, сложенных различными гранулометрическими типами пород) – хоть в виде треугольников, хоть других геометрических фигур (см. рис. 5.22).

Подлинная цикличность, в русле «классического» фациально-циклического анализа, должна устанавливаться *по смене фаций*. Еще в 1944 г. на 1-м Всесоюзном совещании геологов-углеразведчиков Ю. А. Жемчужников, призывая геологов «мыслить циклами», определил следующее: «Цикличность без углубленного фациального анализа – лишь формальный, механический прием. Анализ фаций без цикличности – как вышивка без канвы –

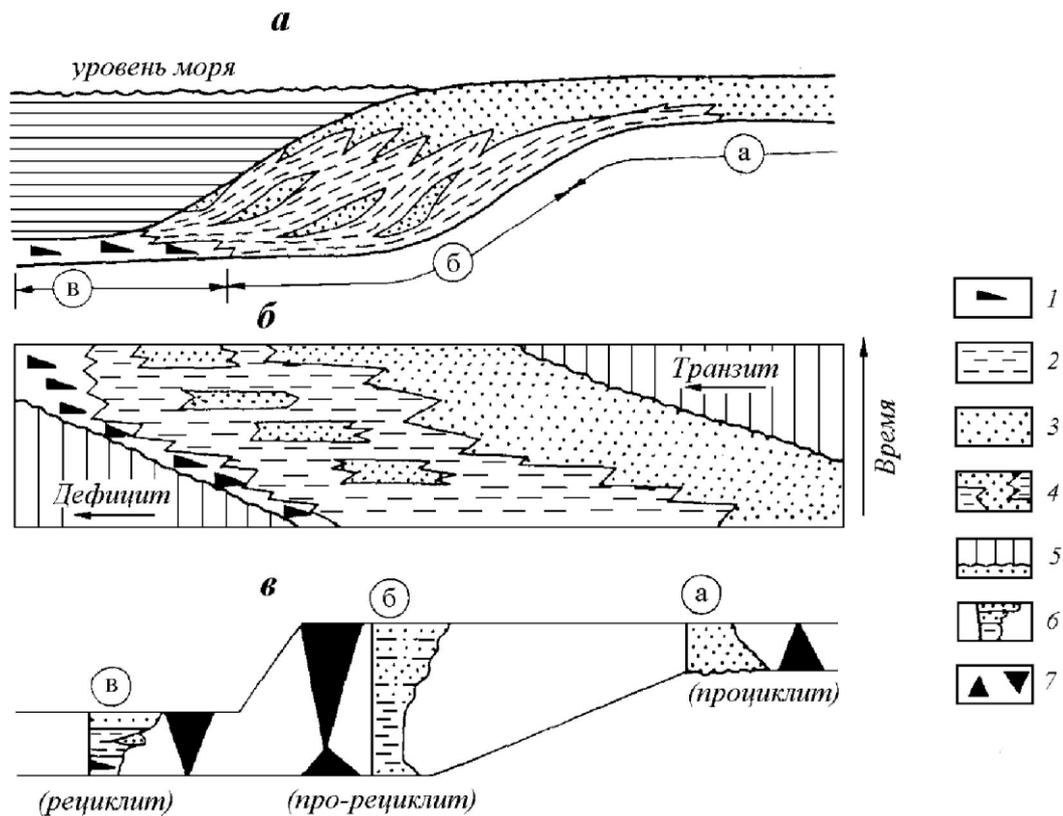


Рис. 5.26. Схема строения циклита, формирующегося в относительно глубоководном бассейне в условиях трансгрессивно-регрессивного режима седиментации [151]:

a – палеогеологический разрез; *б* – хронопрофиль; *в* – схема конвергенции структуры циклитов. 1 – битуминозные глины; 2 – глины; 3 – песчаники; 4 – фациальные замещения; 5 – перерывы; 6 – литологическая колонка; 7 – символы циклитов; а – в (в кружках) – типы разрезов: а – транзитный; б – совершенный (завершенный); в – дефицитный

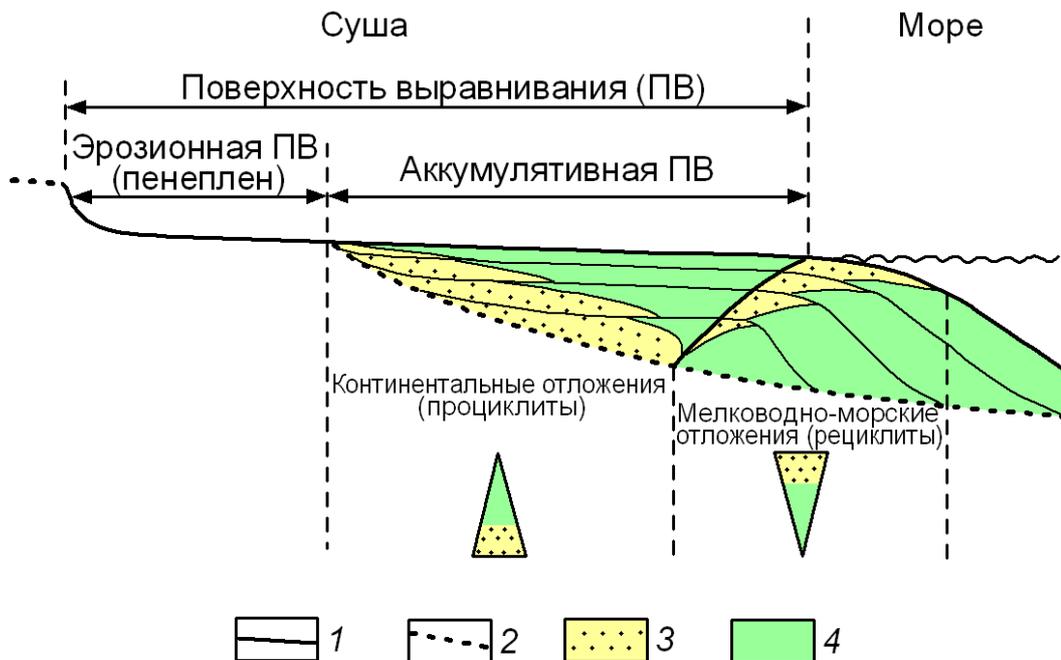


Рис. 5.27. Единая поверхность выравнивания, осадочный комплекс и типы циклитов на континенте и в морской фациальной области [43]:

1 – единая поверхность выравнивания; 2 – поверхность выравнивания предшествующего цикла; 3 – песчаные отложения; 4 – глинистые отложения

лишен направляющего стержня» [90]. Методика изучения цикличности в данном ключе детально изложена в монографии общего плана [52] и недавней работе по тюменской свите Шаимского нефтегазоносного района [194]. Остановимся только на нескольких основных моментах.

1. «*Полный литоцикл* – это комплекс различных отложений, генетически связанных направленностью изменения их признаков сначала в одном, а затем в противоположном направлении; эти комплексы повторяются в циклически построенном разрезе, но не однозначно, так как смежные циклы имеют не только черты сходства, но и черты различия, обусловленные общей эволюцией осадконакопления; литоциклы выдерживаются в пространстве и могут быть прослежены на площади, определяемой особенностями формирования, а также порядком цикла» [52, с. 139].

2. Даже в полных циклах его основные части обычно не равны, а какая-то из них преобладает (по масштабу, набору фаций и др. признакам). Это обусловлено формированием того или иного цикла на фоне той или иной общей направленности изменения седиментации в цикле более высокого порядка. В крайнем случае формируются полуциклы или *гемициклы*, представленные только одной из ветвей смены фаций. Границы таких циклов, при общем скачкообразном характере седиментации, всегда резкие.

3. Одна из важнейших характеристик цикличности – *иерархичность*, наиболее ярко выражаемая в *порядковости* выделяемых циклов. Система ранжирования цикличности, разработанная на материале многих раннемезозойских терригенных (угленосных) толщ Северной Евразии, приведена в табл. 5.1. На неоднократно публиковавшемся ранее рис. 5.28 показана общая система ранжирования седиментологических единиц, включая страто- и гранулоседиментогенез.

Таблица 5.1

**Характеристика литоциклов раннемезозойских угленосных формаций
(в общих чертах)**

Литоцикл (порядок)	Наиболее характерная мощность, м	Чем представлен	Причины возникновения
IV	350-600	Свитой	Аллоциклические
III	80-130	Горизонтом (частью свиты): большой группой фациальных комплексов	Смешанные, с преобладанием аллоциклических
II	25-50	Устойчивой группой фациальных комплексов	Смешанные: различные не только в разных УФ, но и в отдельных горизонтах УФ
I	5-15	Единичным фациальным комплексом	Большой частью автоциклические

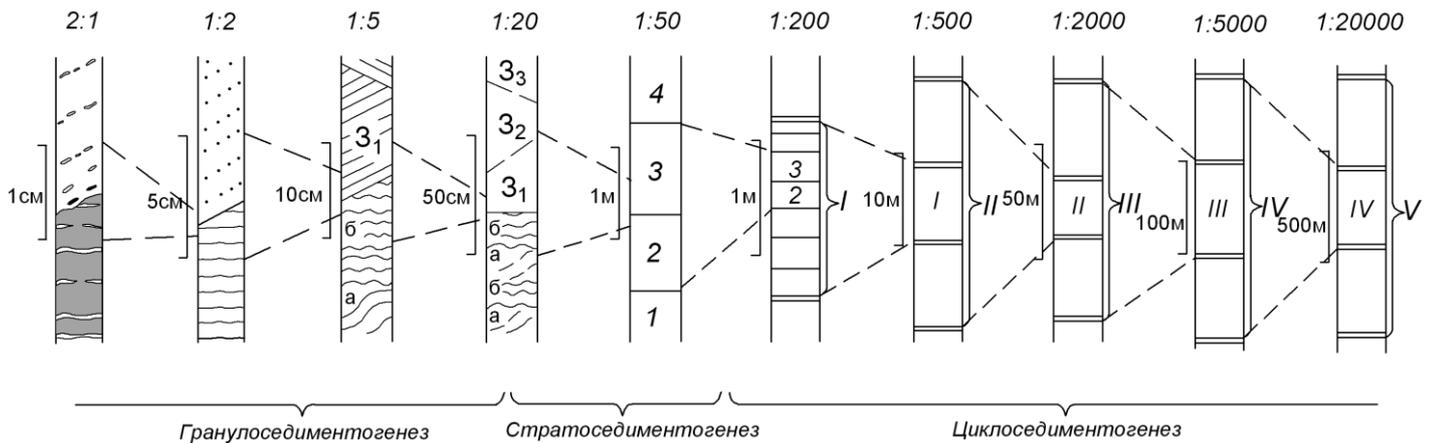


Рис. 5.28. Соподчиненность повторяемости единиц разреза (уровни седиментогенеза по С. И. Романовскому [172]):

основной является колонка, на которой выделены слои ($1, \dots, 4$), для терригенных толщ, имеющую среднюю толщину 1-2 м [3]. Слева от нее показаны серии косой слоистости в слое 3 ($3_1, 3_2, 3_3$) и ритмичное чередование типов «а» и «б» в слое 2, вплоть до визуальной характеристики пород (крайняя слева колонка). Справа – литоциклы от 1-го (I) до 5-го (V) порядков

Очередной раз констатируя недостаточность кернового материала (а для достоверного установления цикличности он должен быть отобран не поинтервально, а сплошную, что и сделано для тюменской свиты Шаимского НГР), вновь обратимся к данным ГИС. В работе В. С. Муромцева указано следующее: «... под электрометрической моделью ритма мы понимаем ряд характерных электрометрических аномалий, обнаруживающих тенденцию к многократному повторению в определенной последовательности на изучаемом отрезке каротажной кривой [149, с. 44].

В данном контексте именно электрометрическому ритму, а точнее – циклу (ЭМЦ), будут соответствовать коллекторы $ВК_1$ и $ВК_4$, сравнение которых выполнено на рис. 5.18. Действительно, они полифациальны, характеризуются *направленностью* смены фаций и совершенно тождественны по своему характеру. Исходя из этого, мы полагаем, что обоими этими гемициклами I порядка завершаются более крупные литоциклы II порядка. При этом к гемициклу, которому соответствует коллектор $ВК_1$ и который венчает весь разрез викуловской свиты, это относится «по определению», а к гемициклу, которому соответствует коллектор $ВК_4$, – по аналогии.

С учетом перечисленного, интервал, включающий коллекторы $ВК_1$ – $ВК_3$, будет соответствовать литоциклу II порядка. Его толщина, составляющая около 60 м, лишь немногим превышает «стандартный» диапазон 25-50 м (см. табл. 5.1), установленный, впрочем, для юрских толщ преимущественно континентального генезиса [194]. Общая схема циклического строения викуловской свиты представляется следующим образом (рис. 5.29).

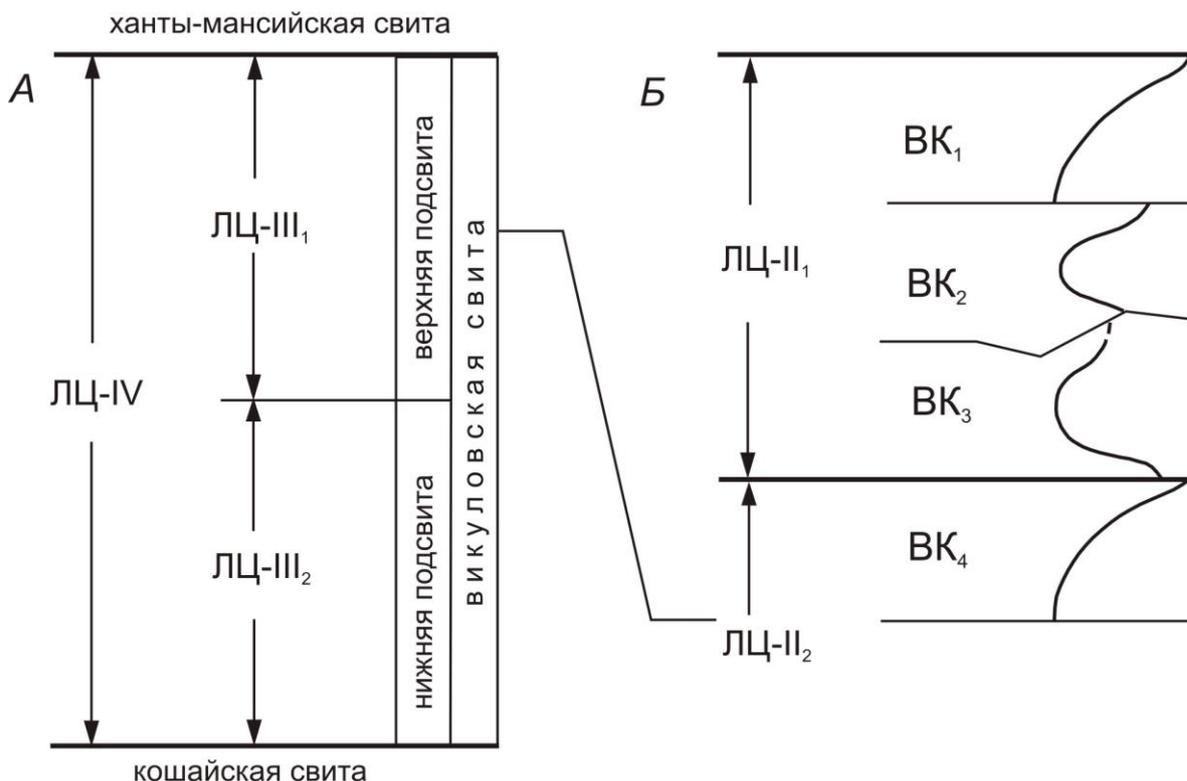


Рис. 5.29. Циклическое строение викуловской свиты (А) и ее верхней части (Б). Справа условными символами показана направленность смены отложений в достаточно условной трансгрессивности (слева направо)

Очередной проверкой выполняемых рассуждений является пример, приведенный на рис. 5.30. Здесь показано, как в условиях мелководья регрессивная последовательность отложений, интерпретируемая по ГИС, сменяется на трансгрессивную (фация 9 на фацию 10 на рис. 5.10, А). Барьерная постройка здесь фиксирует смену режима осадконакопления, то есть направленности в чередовании фаций. Именно такая смена и была показана соответствующими стрелками на рис. 5.11 (подошва коллектора ВК₄). Самое важное для нас то, что границы «фациальных» циклов выделяются по смене трансгрессии на регрессию, и таким образом будут соответствовать самой верхней и самой нижней частям кривых на рис. 5.30. Остается лишь констатировать полное совпадение рассуждений и сведений, полученных разными походами для разных объектов.

Наглядным показом устойчивых последовательностей в смене обстановок осадконакопления служат **марковские процессы**. Несмотря на свою доступность, они не нашли широкого применения в седиментологии. Укажем лишь на пример их использования, представленный в широко известной работе под редакцией Х. Рединга [155, т. 1. С. 17-18], интенсивно используемой в отечественных научных исследованиях. Нами данная методология используется многократно [3], в том числе и при изучении отложений тюменской свиты Шаимского НГР [194]. Поэтому детально на ее изложении останавливаться не будем. Укажем лишь на необходимое определение: марковским (по

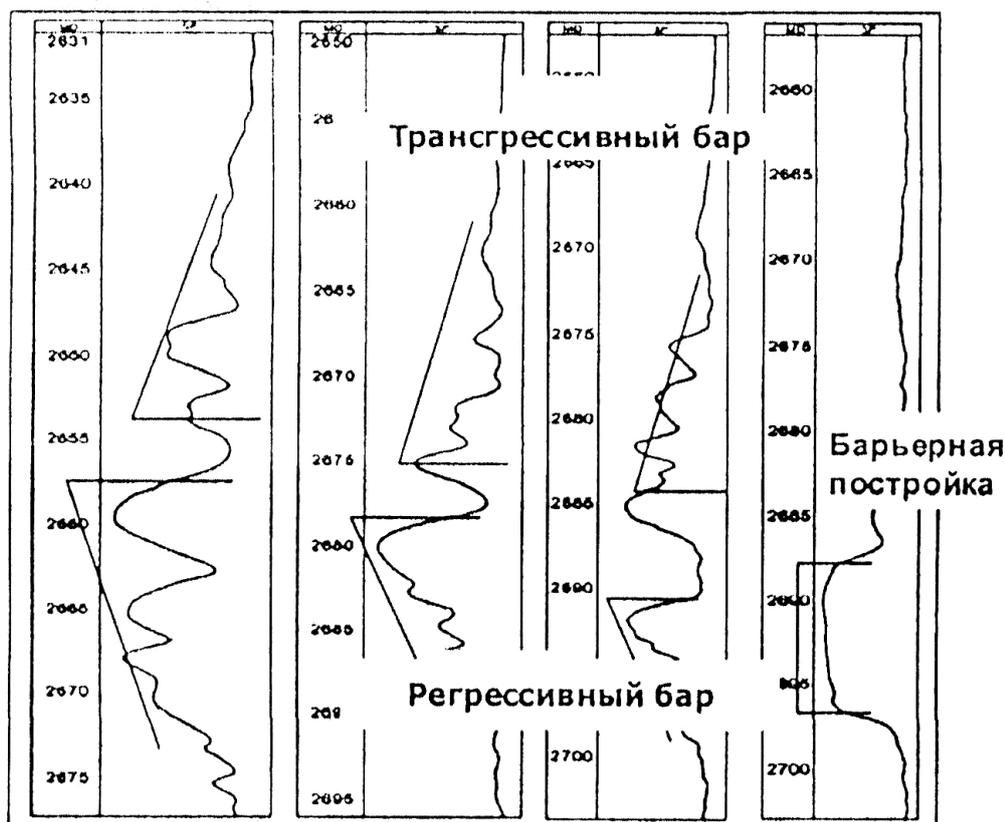


Рис. 5.30. Электрометрическая характеристика мелководных песчано-алевритовых построек [220]

фамилии известного русского математика А. А. Маркова (1856-1922)) процессом является тот, в котором вероятность перехода в данное состояние зависит от предшествующего (их). В данном случае можно говорить о наличии «памяти» при реализации очередного шага в развитии процесса. Если в расчетах «память» в цепях Маркова распространяется только на один шаг (от предшествующего состояния к последующему), такую цепь называют простой, или цепью I порядка. Существуют, соответственно, более сложные цепи – II, III, ... N порядка, в которых при вычислении условной вероятности перехода учитывают не два, а сразу три и более состояний (т. е. вероятность появления состояния «а» при условии, что для этого было состояние «б», появившееся после состояния «в», и т. д.).

В принципе, всякая взятая из реальной обстановки последовательность геологических тел – тем более слои в осадочной геологии – должна быть марковской цепью (обладать марковским свойством), так как практически любой природный процесс является в значительной степени детерминированным. Поэтому сам факт наличия марковости, особенно эффекта первого порядка, еще мало о чем говорит. Значительно больше информации можно извлечь из матрицы эмпирических частот переходов (ЭЧП). Таковая для нашего объекта исследований приведена в табл. 5.2. Поясним принцип ее составления. Всего при изучении керна нами было установлено 43 слоя фации

БПП (застойного приберегового мелководья). Вверх по разрезу они в 4-х случаях переходили в отложения баров (БМБ); 2-х – дельты (БДД); 19-ти – активного мелководья (БПА) и т. д. Эти количественные данные трансформированы путем деления количества переходов на их сумму – таким образом, сумма вероятностей переходов по строке всегда составит 1. Тем самым мы и определяем вероятность появления некоторого состояния j при условии, что до этого было состояние i .

Таблица 5.2

**Матрица эмпирических частот вероятностей переходов
для отложений верхней части викуловской свиты**

Макрофашия, фашия (полную расшифровку см. в табл. 4.3)	Индекс	Колич. переходов	БУ	БМБ	БДД	БПА	БПК	БПВ	БПП
Удаленной части бассейна	БУ	-		-	-	-	-	-	-
Барового подвижного мелководья	БМ	24	-		$\frac{5}{0,21}$	$\frac{10}{0,42}$	$\frac{5}{0,21}$	$\frac{2}{0,08}$	$\frac{2}{0,08}$
Подводной части дельты	БДА	13	-	$\frac{6}{0,46}$		$\frac{4}{0,31}$	-	$\frac{2}{0,15}$	$\frac{1}{0,08}$
Активного мелководья	БПА	59	$\frac{1}{0,02}$	$\frac{10}{0,17}$	$\frac{2}{0,03}$		$\frac{10}{0,17}$	$\frac{21}{0,36}$	$\frac{15}{0,25}$
Приберегового мелководья	БПК	53	-	$\frac{2}{0,04}$	$\frac{2}{0,04}$	$\frac{9}{0,17}$		$\frac{30}{0,56}$	$\frac{10}{0,19}$
Приливно-отливного мелководья (ватты)	БПВ	60	$\frac{9}{0,15}$	$\frac{1}{0,02}$	$\frac{1}{0,02}$	$\frac{16}{0,27}$	$\frac{25}{0,41}$		$\frac{8}{0,13}$
Застойного приберегового мелководья	БПП	43	-	$\frac{4}{0,09}$	$\frac{2}{0,05}$	$\frac{19}{0,44}$	$\frac{13}{0,30}$	$\frac{5}{0,12}$	

Примечание. В числителе – количество наблюдаемых переходов (эмпирических частот); в знаменателе – их вероятности.

Используя полученную матрицу ЭЧП, мы легко можем построить модель процесса слоенакопления, что выполнено на рис. 5.31. За отправную точку взята «потоковая» фашия подводных конусов выноса, нередко фиксирующая резкий нижний контакт комплекса осадков, что было многократно показано выше. Как следует из матрицы, приведенной в табл. 5.2, в наибольшем количестве случаев (6 из 13, или 0,46) фашия БДД переходит в отложения баров (фашия БМБ) – это обозначено жирным вектором. Дальнейшее построение цепочки понятно без дополнительных пояснений. Отметим лишь, что на модели показаны переходы с вероятностью более 0,20.

Из представленной модели можно сделать выводы, как верифицирующие ранее изложенные сведения, так и дополняющие их:

1. Достаточно грубопесчаная бимодальная составляющая комплекса вида БДД-БМБ (дельта-бар) нередко как бы «закрывается» на себе, формируя последовательности, описанные в гл. 4 и в работах [3, 4].

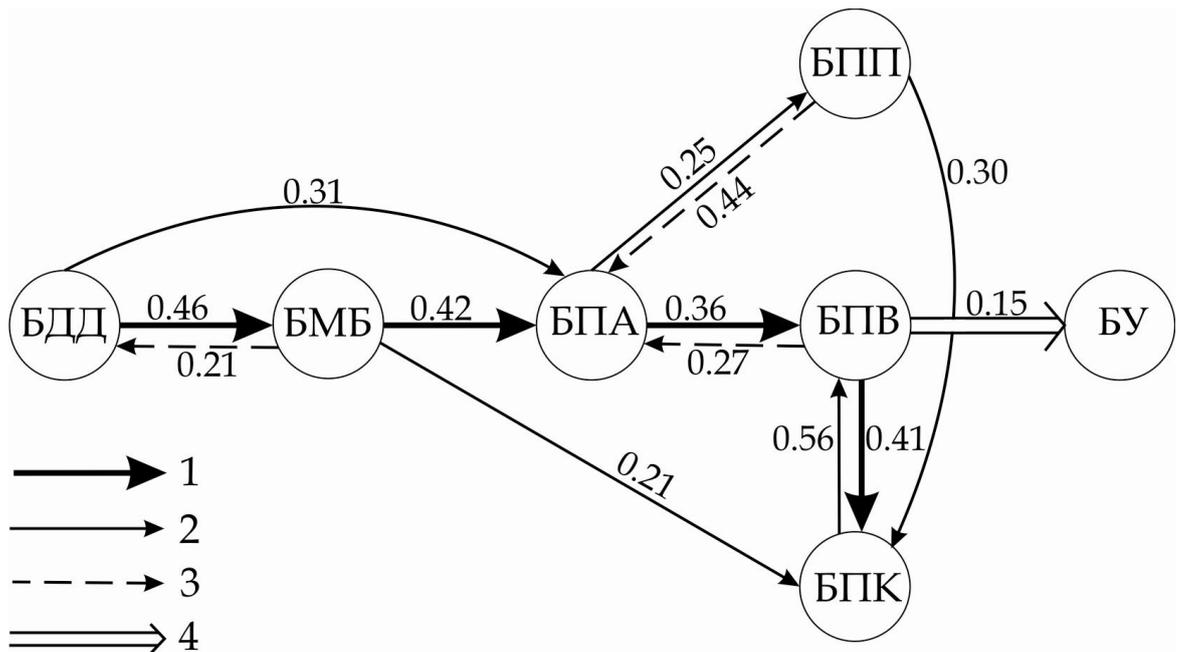


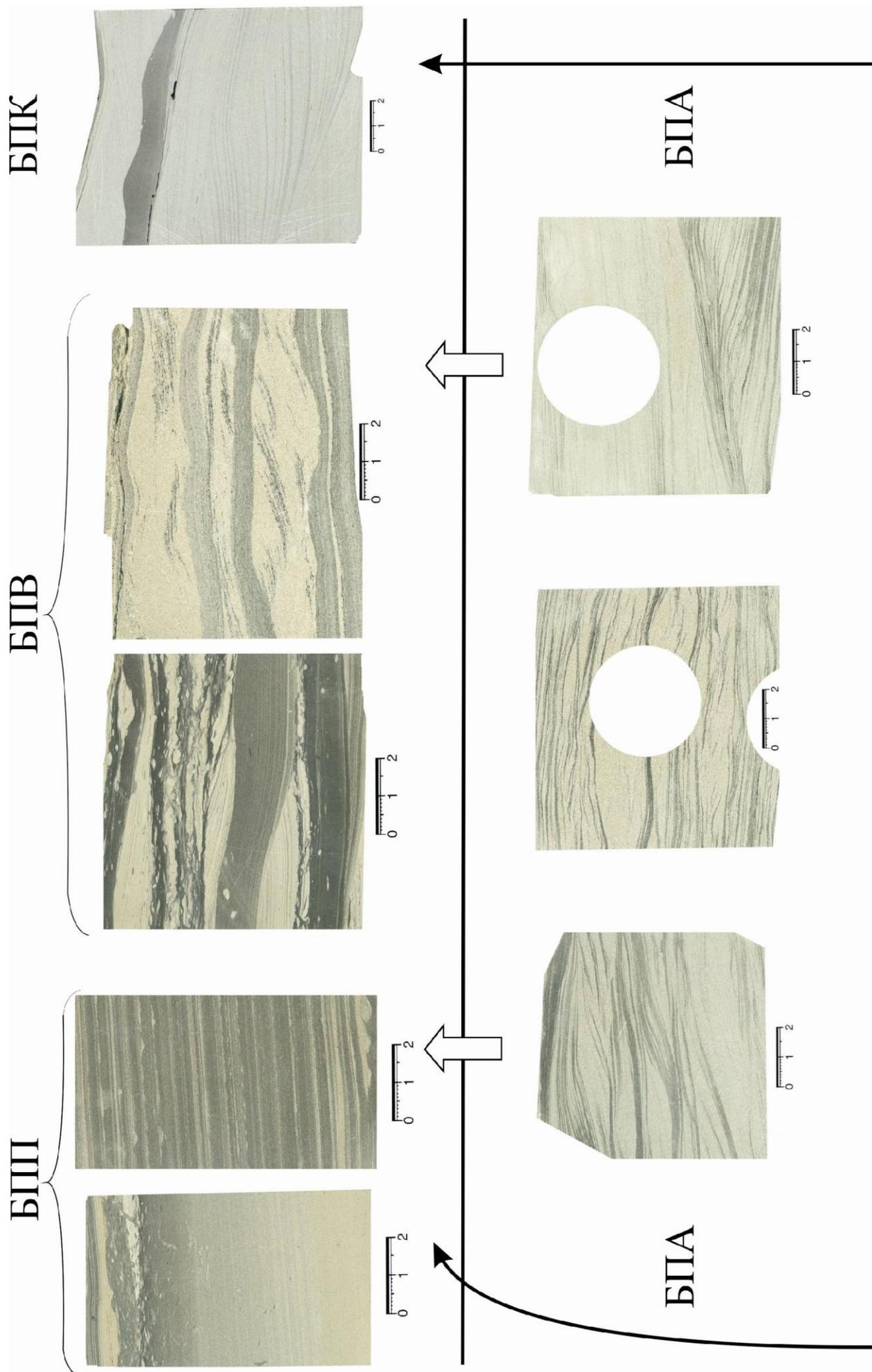
Рис. 5.31. Цепочки переходов, определяющие модель литоцикла, соответствующего коллектора $ВК_1$:
переходы: 1 – основные; 2 – дополнительные; 3 – возвратные; 4 – «выход» из системы

2. Ключевую позицию в последовательности смены фаций занимает активное мелководье (БПА). Именно в нее чаще переходят другие фации (см. табл. 5.2; рис. 5.31); эти осадки играют, образно рассуждая, роль «разводящего» в открыто-мелководной и прибрежно-полуизолированной группах осадконакопления.

3. Та же «замкнутость» на себе, что была отмечена в п. 1, свойственна «тетраде» макрофации полуизолированного мелководья (БП). При принятом критическом значении переходов 0,20, в данной тетраде особенно выделяются бимодальные связки БПА-БПВ, БПА-БПП и БПВ-БПК, что хорошо видно на модели (см. рис. 5.31). Такие сведения полностью верифицируют латеральные зависимости, описанные в гл. 4.

4. «Выход» из замкнутой системы, как следует из табл. 5.3, реализуется в переходе к отложениям удаленной части бассейна, т. е. ханты-мансийскую свиту. Он описан ранее, в том числе в гл. 4 (см. фототабл. XIII).

Для наглядности приведенные результаты показаны нами «в образцах», которые по большей части не были задействованы в предыдущих главах и разделах. Такая модель строения коллектора $ВК_1$ приведена на рис. 5.32. Наряду со своей иллюстративной направленностью, она подчеркивает ведущее значение текстурной характеристики пород для их фациальной диагностики, на что выше было обращено внимание и что четко было сформулировано Л. Н. Ботвинкиной еще почти полвека назад [50].



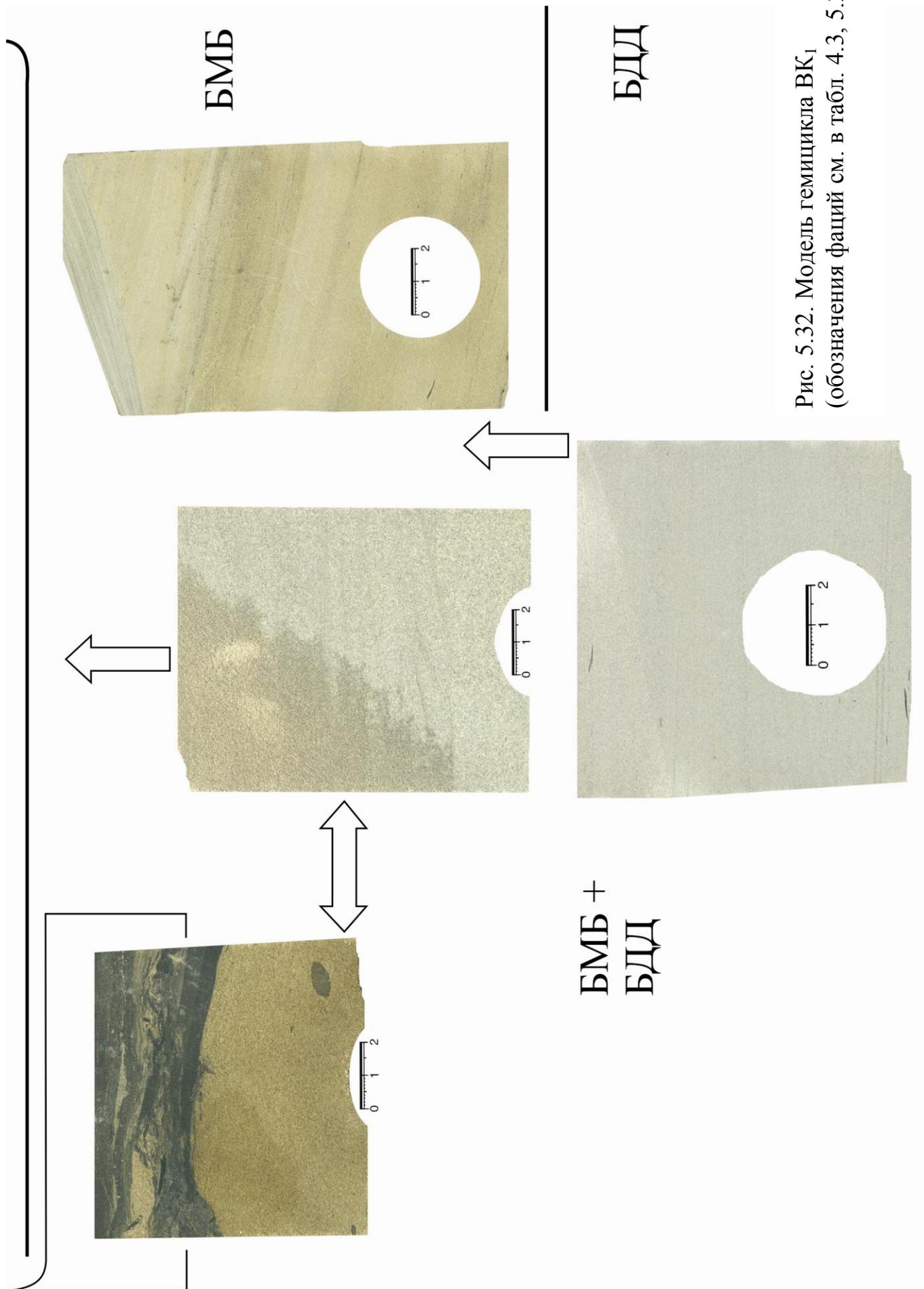


Рис. 5.32. Модель гемцикла ВК₁
(обозначения фаций см. в табл. 4.3, 5.2)

Завершим главу некоторыми рассуждениями, имеющими достаточно общий характер. Известно, что при осадконакоплении в платформенных областях интервалы длительного тектонического покоя нарушаются короткопериодными тектоническими импульсами, с опусканием территории. Это показано на рис. 5.33, где также отображена общая тенденция к подъему (*rise*) территории.

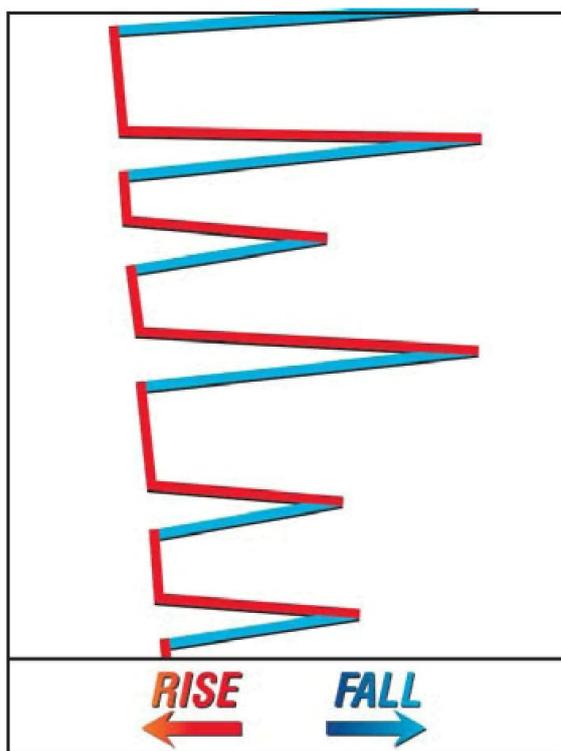


Рис. 5.33. Гипотетическая тектонически регулируемая кривая уровня приемного бассейна [240]:

длительные периоды тектонического покоя прерываются короткими периодами опускания поверхности (*fall*) со следующими за ними быстрыми подъемами (*rise*): тектоническими воздыманиями и деструкцией (*uplift and collapse*)

В этом случае понятие скорость седиментации как функция отнесения мощности (m) к геологическому времени (T) будет явно неправомерной, поскольку нам не известно *время перерывов* ($T_{\text{пер}}$). Исходя из перечисленного, отнесение толщины накопившихся осадков к геологическому времени их накопления свидетельствует не о скорости их формирования (в принципе она могла быть сколько угодно большой), а о темпах приращения или темпах осадочного породообразования (ТОП) [215]. В принципе скорость древнего осадконакопления была близка к современной, а наблюдаемые различия в 1-2 порядка (!)[134] свидетельствуют о том, что подавляющий объем времени спрятан в перерывах. Это давно и убедительно показано Дж. Барреллом (рис. 5.34); описано во многих работах, в том числе для тюменской свиты Шаимского НГР [192, 202]. Формирование диастем было показано на рис. 3.24, в т. ч. благодаря механизму скольжения седиментологических единиц – на рис. 3.25.

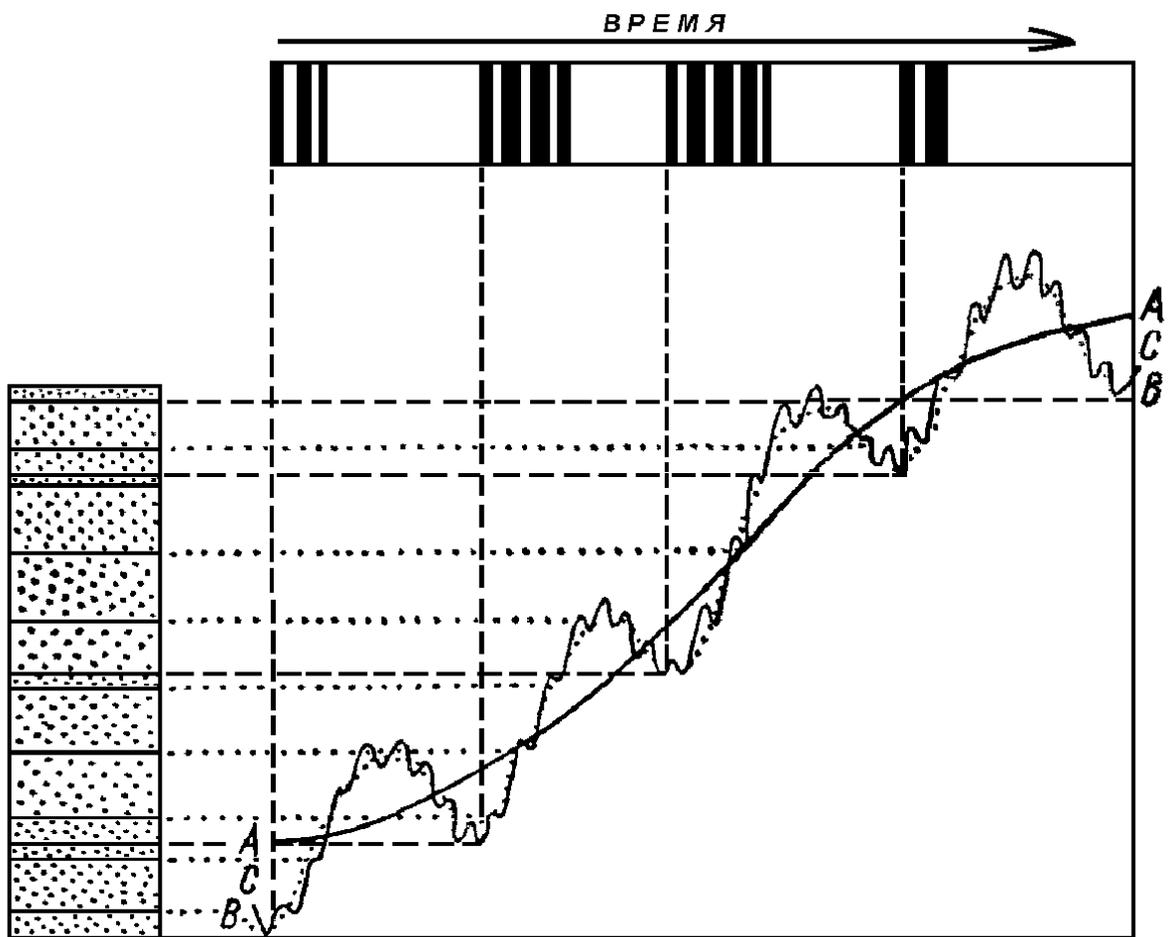


Рис. 5.34. Схема, показывающая отражение в разрезе колебаний уровня накопления (слева) и относительной продолжительности времени накопления и перерывов (вверху) (по Дж. Барреллу):

C-C – осцилляционная кривая колебательных движений; *B-B* – результирующая кривая; *A-A* – профиль равновесия

Классификация перерывов, являющихся объектом не столь частого изучения [36], приводится в табл. 5.3. Отметим, что именно «циклитовый», наиболее высокий уровень или порядок перерывов присущ мутационным границам $ВК_1/ВК_2$ и $ВК_3/ВК_4$. Именно в них «спрятан» тот «дефицит мощностей», который присущ древним толщам (см. выше). Что же касается границы коллекторов/литоциклов $ВК_2/ВК_3$, то при ее диахронности в целом избыток времени по преимуществу заключен в многочисленных диастемах как внутрислоевого, так и межслоевого характера (см. табл. 5.3). Это можно наблюдать на сканированных изображениях образцов, помещенных в 4-й главе, а также на фрагментах колонок скважин (см. рис. 5.3-5.5).

Схема классификации внутри- и межслоевых перерывов и их основные диагностические признаки (по И.А. Вылцану [65], с дополнениями и изменениями) [3]

Порядок (уровень) скрытого перерыва – пробела (П)		Критерии распознавания в слоистых толщах	Кодированная запись	Причины возникновения	Режим седиментогенеза
Первый (П ^I)	Диастемальный внутрислоевой (d_1)	Поверхности наслоения ясные, ровные, обычно соответствуют серийным швам. Внутри слоя a	d_1 d_1 d_1 } a	Прерывистый характер поступления материала; короткопериодические изменения погодноклиматических условий	Гранулоседиментогенез
	Диастемальный межслоевой (d_2)	Поверхности напластования обычно четкие, отделяющие один породный слой (a) от другого (b)	$a - d_2 -$ $b - d_2 \dots$	Практически те же, но имеющие большую длительность и более четкий характер в морфологии наслоения	Стратоседиментогенез
Второй (П ^{II}) («ритмитовый»)		Поверхности контактов обычно резкие, прямые, иногда извилистые. Между простыми породнослоевыми ассоциациями (ab или abv)	$ab - П^{II}$ $- abv -$ $П^{II} - \dots$	Изменения климата и тектонические пульсации	Циклоседиментогенез
Третий (П ^{III}) («циклитовый»)		Контакты чаще резкие, неровные; в том числе с размывом комплексов подстилающих слоев – литоциклов (ЛЦ)	ЛЦ - П ^{III} $- ЛЦ -$ $П^{III} - \dots$	Колебательные тектонические движения субстрата бассейна осадконакопления	

Перечисленное можно суммировать следующим образом. Сведения, приведенные в табл. 5.3, с одной стороны, соответствуют некоторому *инварианту* слоенакопления с перерывами, который был в обобщенном виде описан в п. 3.6 и показан на рис. 3.24, 3.25. В то же время разноуровневая классификация перерывов, приведенная в табл. 5.3, иллюстрирует существенные различия в их проявлениях. Они определяются *эмерджентным* свойством, являющимся неперменным атрибутом системного анализа. Это по сути представляет объект для более детального изучения, выходящего за рамки представленной работы.

6. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ (ОБЩАЯ И КОЛЛЕКТОРОВ)

Характер и особенности конфигурации, геометрии и размещения кластических тел пластов-коллекторов в викуловской свите, описанные выше, трудно понять в полном объеме, не оценив общую палеогеографическую ситуацию на значительных пространствах Центральной Евразии в аптское время. В целом она обусловлена сильной дифференциацией тектонических движений, вызвавшей существенную перестройку палеогеографической обстановки в послебарремское время. Так, апт отличается от предшествующих веков усложнением рельефа Земли [78], углублением южных бассейнов, существенно глинисто-карбонатным осадконакоплением в них, но, напротив, обмелением северных бассейнов [147], некоторых – вплоть до полного осушения [38]. Поэтому в данной главе мы вначале вкратце рассмотрим общую палеогеографическую ситуацию в середине Евразии (нуклеарной Лавразии, по В. А. Красилову [131]); затем – на территории собственно Западной Сибири и ее близкой периферии; и закончим палеогеографической характеристикой пластов-коллекторов викуловской свиты.

6.1. Общая палеогеографическая ситуация на севере Центральной Евразии в аптское время

Наиболее близкими территориями в Центральной Евразии, примыкавшими к Западной Сибири или отстоявшими от нее на сравнительно небольшом удалении, были Уральская горная страна, Тургайская ложбина и Северный Казахстан, Прикаспий, Русская платформа, северо-восток Русской платформы, Баренцевоморский шельф и Палеоарктический океан в целом, Усть-Енисейский район, Средняя и Восточная Сибирь. Часть этих территорий в аптское время представляла собой типичную сушу. Морские обстановки наблюдались в апте или на всем его протяжении или частично в Прикаспии, на Русской платформе, на северо-востоке Русской платформы, на Баренцевоморском шельфе, в Палеоарктике, в Усть-Енисейском районе (рис. 6.1).

Уральская горная страна, окаймляя с запада Западно-Сибирскую равнину, представляла собой в аптское время меридионально вытянутую многорядную цепь невысоких возвышенностей (увалов, низких гор) с очень пологими склонами (см. рис. 6.1, 6.2). Чрезвычайная пологость склонов, отмеченная в ряде источников [182 и др.], способствовала развитию на Урале и в Зауралье разветвленной речной сети в условиях длительной пенепленизации с накоплением мощной коры выветривания. В средней-поздней юре и раннем мелу длительное развитие речной сети привело к разработке широких долин преимущественно вдоль продольных (по отношению к главной уральской оси) депрессий меридионального и субмеридионального протяжения. Гораздо реже фиксируются поперечные (субширотные) к господствующим тектоническим структурам колена рек юрско-меловой речной сети (рис. 6.3). Отмечалось, что реки активно размывали ранее накопившиеся в континентальных условиях осадки [182].

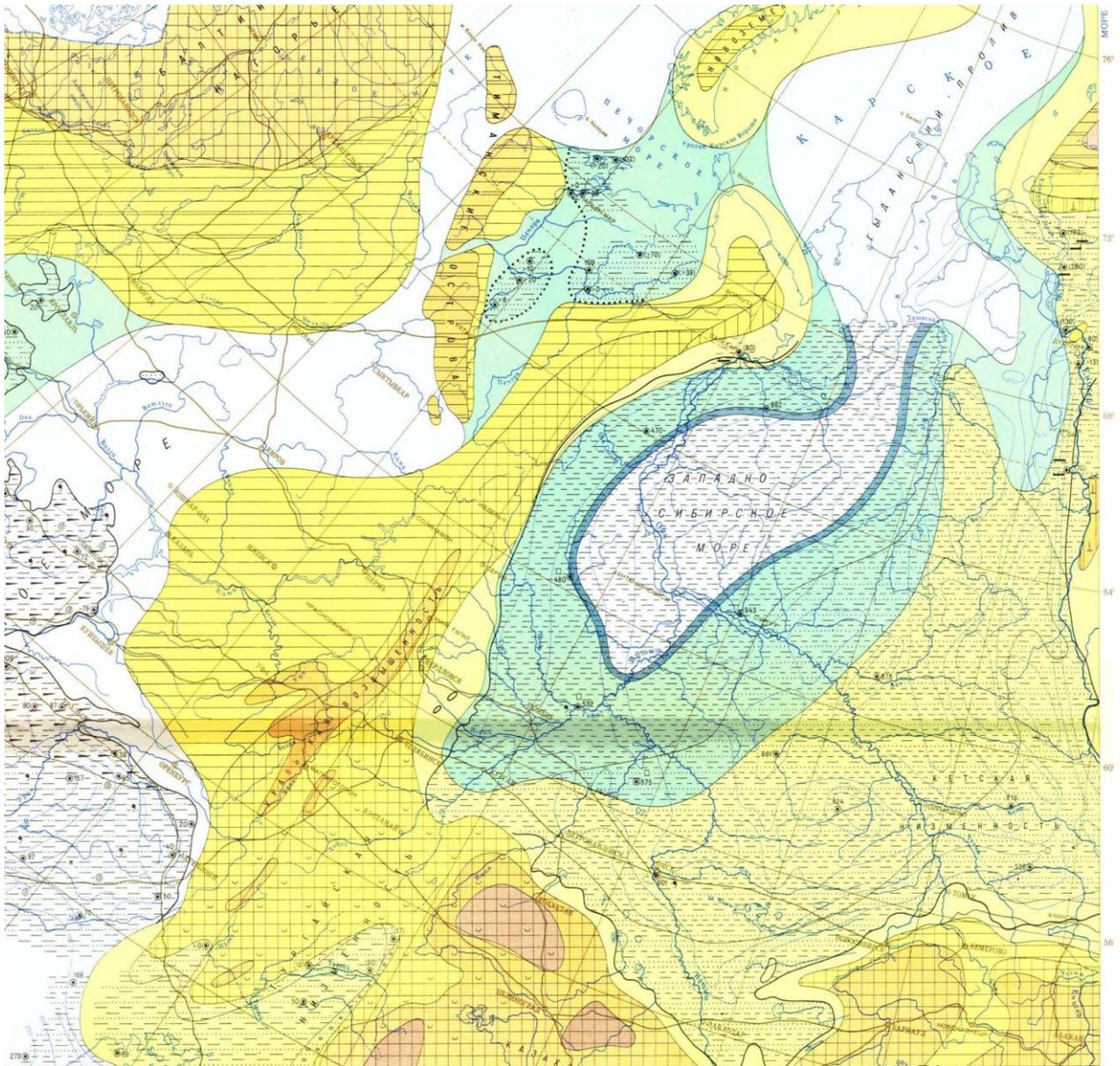


Рис. 6.1. Фрагмент палеогеографической карты-схемы СССР, аптский век, по [24]:

Оттенки голубого цвета и белый – морские обстановки, желтого – низменные равнины, коричневого – низкие горы

Континентальные обстановки осадконакопления характерны в апте для Южного Зауралья [185] и восточного склона Урала в целом (см. рис. 6.2) [157]. В частности, восточная часть Зауралья представляла собой сильно заболоченную и залесенную равнину с большим количеством озер [203]. В озерах и болотах, возможно в долинах спокойных рек, происходило образование осадков викуловской свиты. Западнее и на самом юге площади прослеживается зона возвышенных равнин с более расчлененным рельефом, здесь в эрозионных депрессиях отлагались озерно-речные аллювиальные осадки

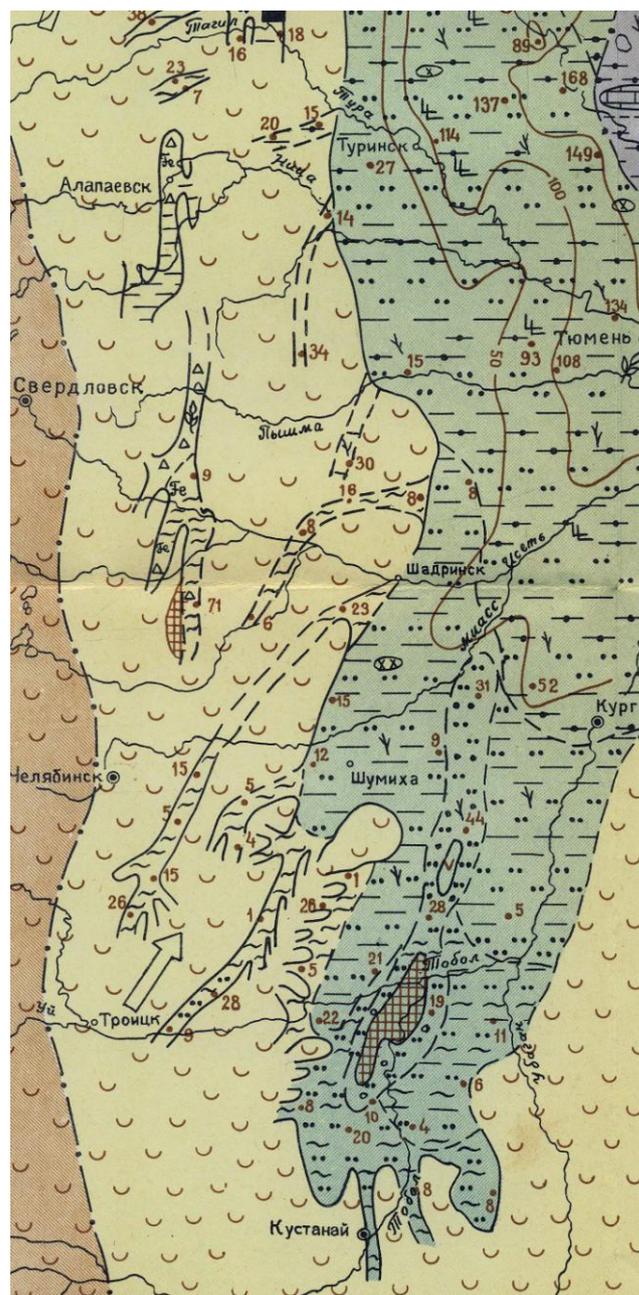


Рис. 6.2. Палеогеографическая схема Зауралья, аптский век, по [203]:

1 – внутренние моря, заливы и озера с пониженной соленостью; 2 – суша, низменные равнины с многочисленными озерами, долинами и дельтами рек; 3 – суша, возвышенные равнины; 4 – суша, область с холмисто-увалистым рельефом или низкие горы

глинистого состава, преимущественно пестроцветные в южной части Зауралья (синарская свита) и сероцветные в северной, а в глубоких карстовых впадинах накапливались делювиально-пролювиальные образования, известные под названием «беликов» (алапаевская толща). По мнению Г. Н. Папулова [157, с. 128], «находки единичных фораминифер в некоторых разрезах Зауралья дают основание предполагать, что в наиболее глубоких частях прогиба ко времени накопления викуловской свиты сохранились остаточные водоемы после окончания кошайской трансгрессии, вряд ли, однако, даже кратковременно сообщавшиеся с открытым морем». Здесь сложно сказать (см. также раздел 1.5), какие именно находки фораминифер имеются в виду, поскольку в наиболее полной сводке по фораминиферам Зауралья [87] указан самый

древний уровень находок фораминифер – альбский. Тем не менее в качестве полуфантастической гипотезы можно принять сильное допущение, что в каких-то рефугиях в виде солоновато-водных озер в Южном Зауралье сохранились остатки раннеаптской фораминиферовой фауны, относящейся, скорее всего, к Северо-Туранской (Перитетис) палеобиохории.

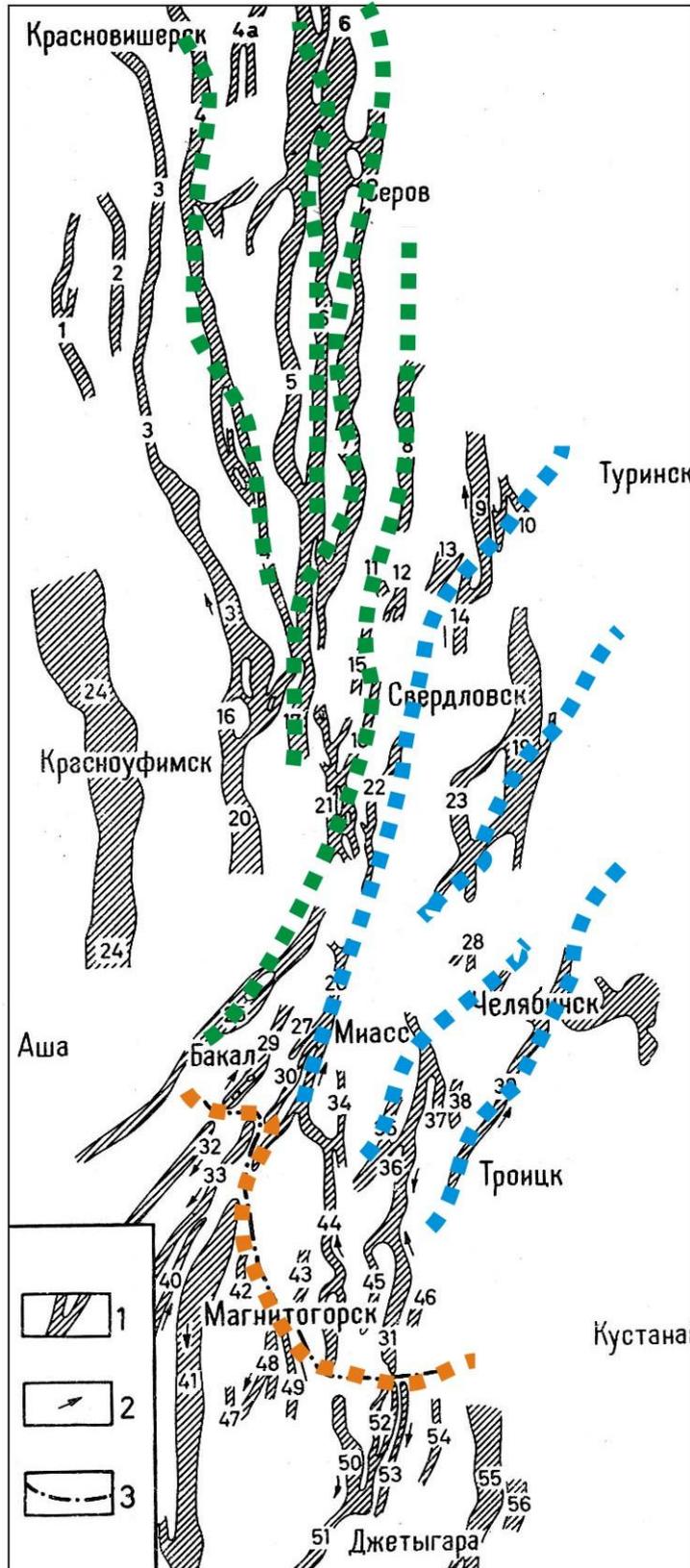


Рис. 6.3. Схема распространения мезозойских эрозионно-структурных депрессий, по [182, с изменениями]:

1 – эрозионно-структурные депрессии; 2 – направления течения мезозойских рек; 3 – фрагмент мезозойского водораздела. Цветные линии здесь и далее нанесены нами: голубой цвет – некоторые реки субмеридионального северо-восточного направления течения; зеленый – меридионального северного; коричневый – водораздел

Заметим, что на юге Зауралья речная сеть имеет субмеридиональное простирание [182, 203], с направлением течения рек с юго-запада на северо-восток (см. рис. 6.3, депрессия 39 – Белоярская и депрессия 28 – Зюзелкинская). Это направление сохраняется и в Среднем Зауралье, по крайней мере на юге (см. рис. 6.3, депрессия 23 – Багарякская и депрессия 19 – Синарская). Севернее направление течения меняется на северное (см. рис. 6.3, депрессия 9 – Алапаевская). Нельзя исключить, что субмеридиональные крупные палеореки (две?, три?) продолжались далее к северо-востоку в центр Западной Сибири.

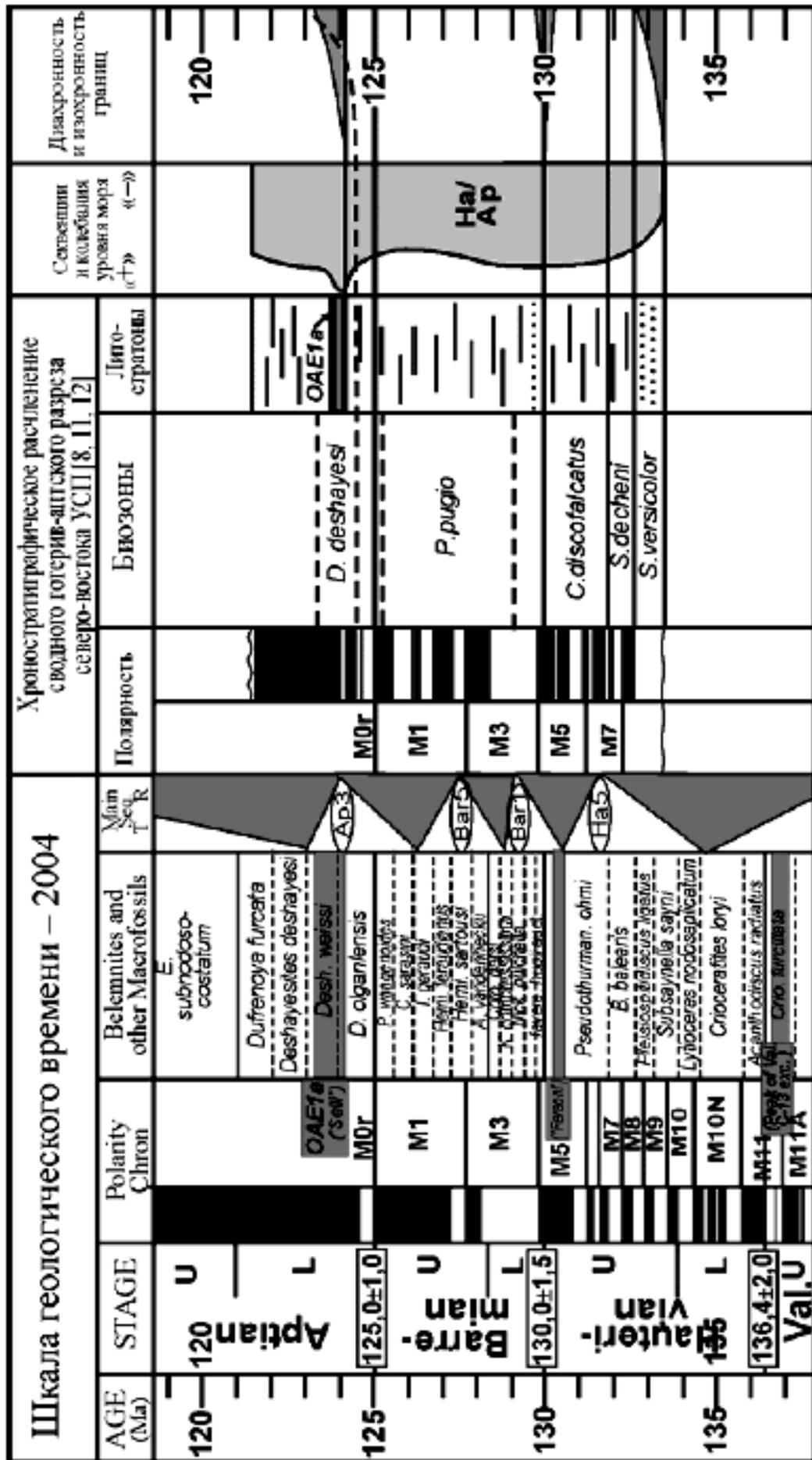
На юго-запад от горной цепи Урала, на территории Прикаспийской низменности, на Устюрте и п-ове Мангышлак морские аптские отложения широко развиты. Если брать фораминиферы в качестве ведущего признака наличия морских обстановок, то в Прикаспии фораминиферы прекрасно представлены, образуя здесь 3-4 стратиграфически значимые зоны [25]. Известны также головоногие (аммониты) и брюхоногие моллюски и кроме того палинокомплексы всех трех подъярусов апта в Северном Каспии (Ракушечная площадь) [99]. Однако в Северо-Восточном Приаралье, а также в Тургайском прогибе в апте господствуют континентальные фации (карашатауская свита и др.) без каких-либо фораминифер [1].

К западу от Урала на Русской платформе Русское море в раннем апте сильно регрессировало и стало еще больше походить на широкое море-пролив [34, 38]. На значительной площади Русской платформы в раннеаптское время накапливались мелководные песчаные и алевроитовые осадки, и только на восточных его участках в условиях застойных вод формировались черные битуминозные глины с сидеритовыми конкрециями. В позднем апте и на рубеже апта и альба бассейн Русской платформы практически полностью осушился [39], что наглядно видно по многим реконструкциям (рис. 6.4) [102, 103, 254].

Русское море-пролив возникало в те моменты раннемеловой истории Русской платформы, когда одновременно были открыты Мезенско-Печорская система проливов и Каспийский пролив, которые фактически становились частью этого моря. Это было в позднем берриасе, кратковременно в конце раннего-позднем валанжине, позднем готериве, раннем-среднем апте, раннем-среднем альбе. Протяженность Русского моря-пролива достигала 2700 км, а ширина – около 1300 км (до 1800 км в валанжине). Соответственно, в остальное время бассейн становился морем-заливом. Это приводило к различному соотношению водных масс как в самом Русском море, так и в соседних бассейнах [31, 32, 33, 38] (рис. 6.5).

Рассмотрение геологической истории Русской платформы в апте очень важно для разбираемой нами темы, поскольку события, происходившие на ней, синхронны аналогичным событиям, происходившим в центре Западной Сибири. На протяжении всего баррема и в самом начале раннего апта бассейн Русской платформы оставался изолированным с юга, и в нем господствовали суббореальные опресненные водные массы. По мнению Е. Ю.

A



Б

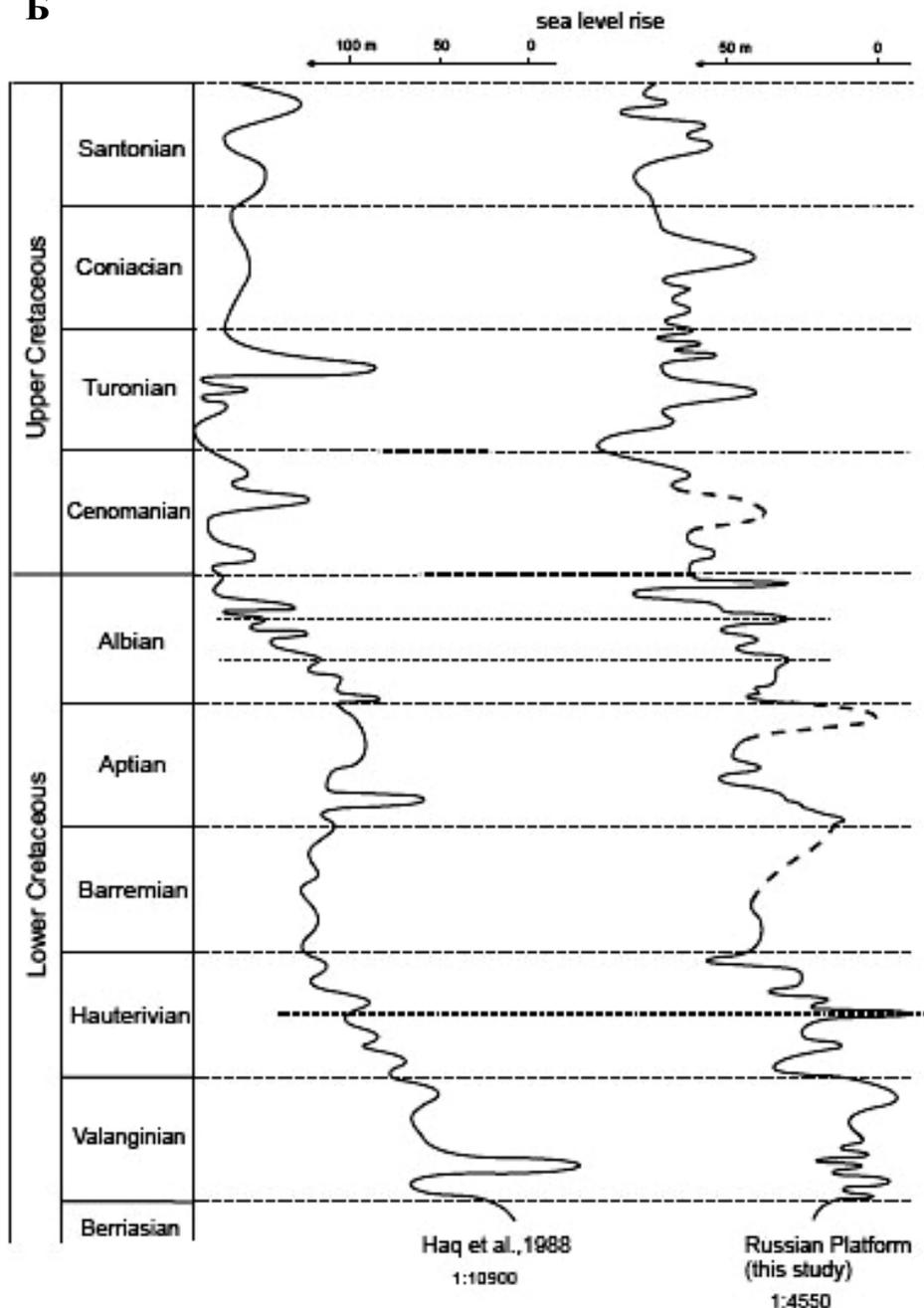


Рис. 6.4. Реконструкции мелового осадконакопления:

А: сопоставление готерив-аптской секвенции северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба (УСП) со шкалой геологического времени, по [100].

Хорошо видно аноксийное событие раннего апта и полное отсутствие каких-либо данных, относящихся к позднему апту (ненакопление). Аноксийное событие раннего апта имеет глобальное распространение и связано с космическими (орбитальными) причинами [252];

Б: кривые эвстатических колебаний глобального уровня моря в мелу, по [254]

Кривая по Русской платформе (справа) дается в сравнении с аналогичной, предложенной Haq et al., 1988 [247], но ее масштаб в 240 раз крупнее

Барабошкина, в это время Арктический (Бореальный) морской бассейн не существовал, на его месте была, скорее всего, суша, препятствовавшая обмену морской фауной между европейскими бассейнами и Пацификой [38, 233]. В начале раннего апта (время *Deshayesites tenuicostatus*) в бассейне Русской платформы восстановились нормально-морские условия, позже (время *Deshayesites volgensis*) быстро и широко раскрылся Каспийский пролив, и тетические водные массы проникли далеко на север (тетическая трансгрессия). Перемешиваясь с бореальными водами, они сформировали субтетическую водную массу, периодически опреснявшуюся вследствие сезонных осадков. В среднем апте началось закрытие Мезенско-Печорского пролива (хотя бореальные воды перемещались на юг через Русское море-пролив), а к позднему апту он закрылся, и северная часть Русской платформы осушилась (см. рис. 6.5). Прикаспий представлял собой залив северной периферии океана Тетис с тетической водной массой. Начало альба знаменовалось мощной бореальной трансгрессией [38, 233].

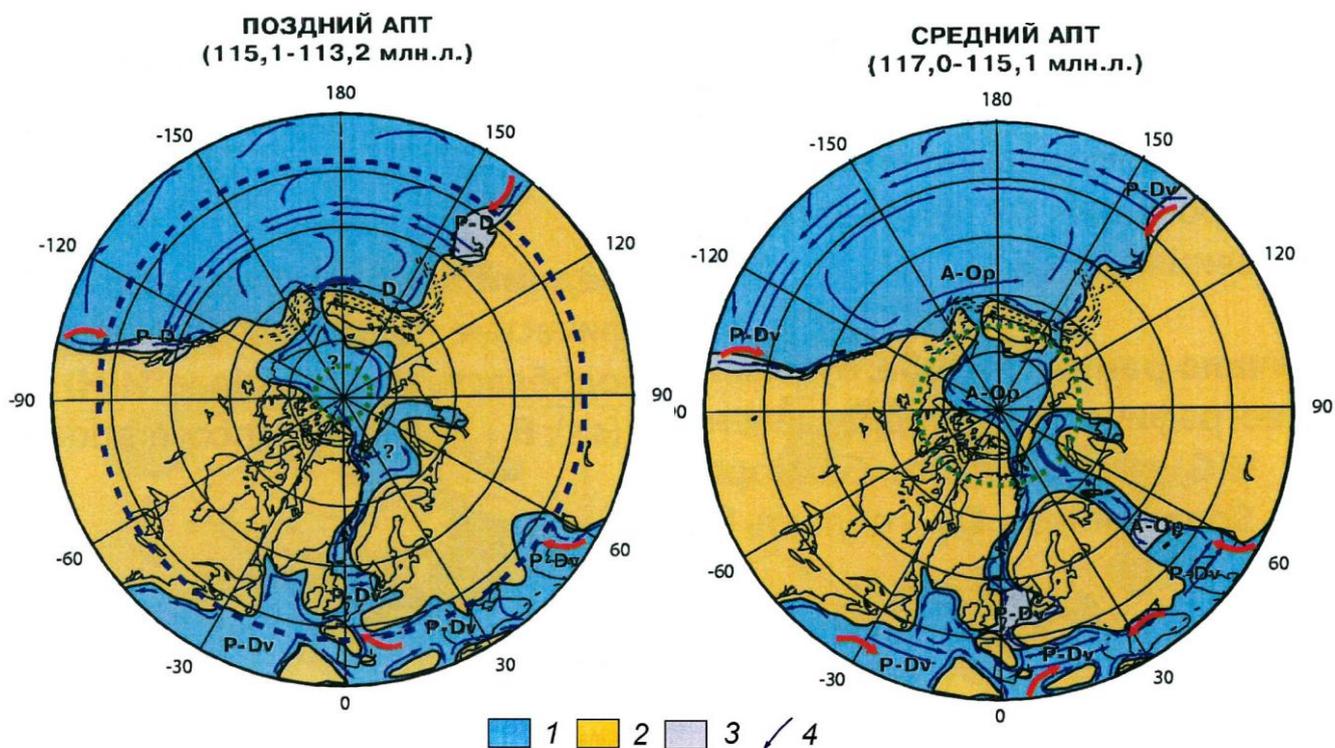


Рис. 6.5. Модель циркуляции поверхностных течений в бассейнах Северного полушария, по [38], с сокращениями:

1 – морские акватории; 2 – суша; 3 – районы со смешанной бореально-тетической фауной; 4 – направление поверхностных течений

На севере Русской платформы в Печорском районе начиная с баррема?-апта изменилась обстановка осадконакопления: морской режим сменился условиями прибрежных равнин, периодически затоплявшихся морем. На них отлагались пески, глины, алевриты, обогащенные обугленными растительными остатками. Например, широко распространены в бассейне среднего те-

чения р. Печоры континентальные баррем-аптские желтые пески, переходящие в зеленовато-серые известковистые песчаники; иногда они образуют крупные (до 1,5 м в поперечнике) караваи и местами переполнены растительными остатками. В валунах в четвертичных осадках (морены) встречены раннеаптские аммониты [70].

В Ненецком национальном округе в бассейне р. Печора в глинистых алевролитах с обугленными растительными остатками большегаловской свиты встречены редкие фораминиферы, образующие комплекс нерасчлененного апта-альба, возраст которого установлен условно по сопоставлению с Прикаспием (апт) и Аляской (альб) [208]. Можно вспомнить также о находках не в коренном залегании в бассейне р. Ижмы нижнемеловых *Deshayesites* cf. *deschayesi* Leym. (сборы Ф. Н. Чернышева) и *D. ex gr. deschayesi* Leym. (сборы А. П. Павлова), а также среднеальбского *Arcthoplites jachromensis* Nik. на полуострове Канин [157]. Благодаря такому режиму, а также укрупнению и частичному слиянию Тиманских островов связь между Русским морем и северными морями стала затрудненной, а временами полностью прекращалась.

На Баренцевоморском шельфе следует различать его западные и восточные секторы. Если на более мористом западе (Северо-Мурманский разрез, Арктическая, Штокмановская и Лудловская площади в Южно-Баренцевской впадине, Лунинская площадь в Северо-Баренцевской впадине) четко различаются две биостратиграфические аптские зоны по фораминиферам, то в более восточных районах (север Печорского бассейна, о. Колгуев, восток Баренцева шельфа) уже не было благоприятных условий для обитания фораминифер (рис. 6.6). Здесь установились прибрежно-морские и континентальные условия, и комплексы фораминифер резко обеднены [40, 62].

По материалам параметрической скважины Белый-1 в западной части о. Белый, расположенного у северной оконечности Ямала (Карское море), в мощной меловой толще, накапливавшейся от неокома до маастрихта включительно, в алевролито-песчаных угленосных отложениях таноппчинской свиты (апт) фораминиферы не установлены, хотя в вышележащих породах яронгской свиты (альб) они встречаются в изобилии [61]. Как уже отмечалось выше (см. раздел 1.5), на севере Ямала в Южно-Тамбейской скв. 7 в таноппчинской свите встречены аммонит? *Pseudosaynella* sp. ind., двустворки *Nuculoma* sp. ind., *Arctica* sp. и обедненный комплекс с фораминиферами *Thurammina undosa*, датированные верхним аптом [95, 96]. В принципе, пока нет окончательной ясности по поводу возраста комплекса с *Thurammina undosa*, однако если допустить факт присутствия фораминифер на севере Ямала в позднем апте или на переходе от апта к альбу, то тем не менее значительный объем апта здесь остается неохарактеризованным фораминиферами.

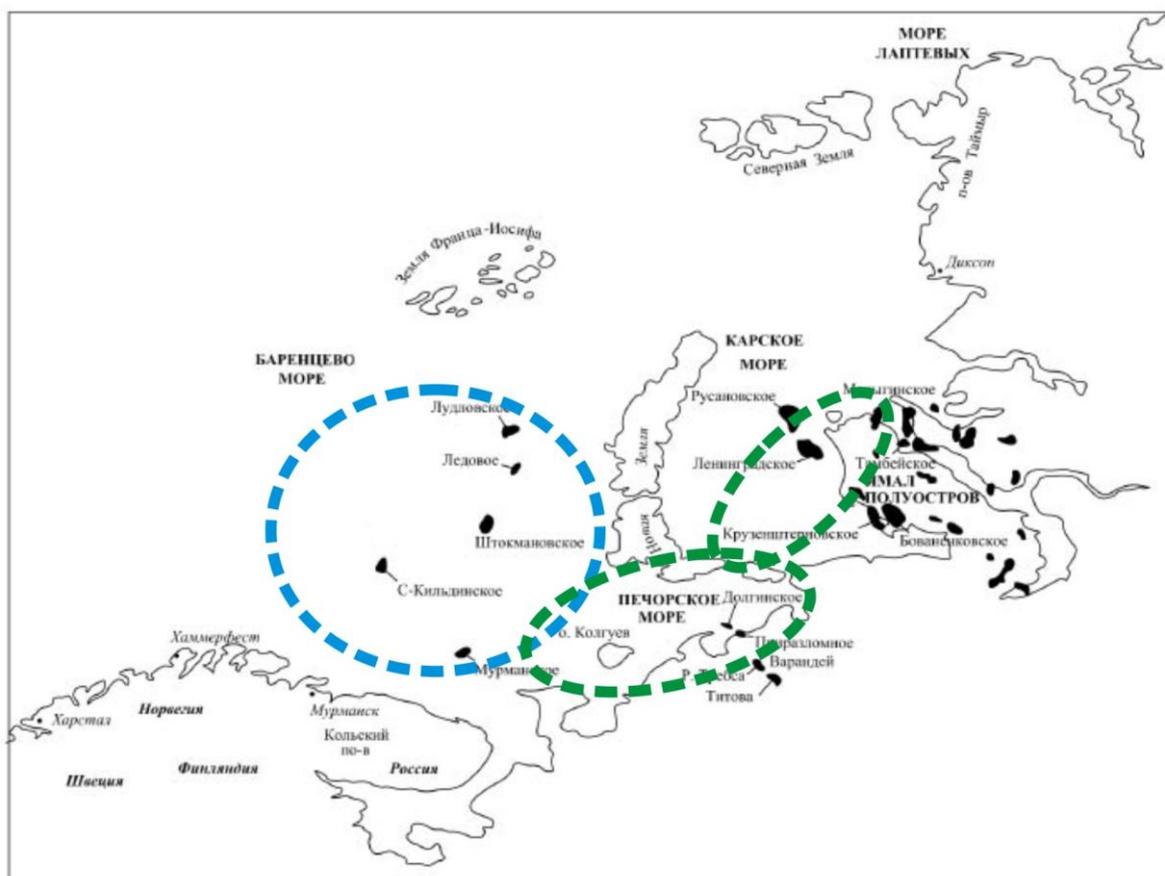


Рис. 6.6. Распространение фораминифер апта в Баренцево-Карском регионе; схема расположения месторождений углеводородов по [197, 213]:

Голубой цвет – районы, благоприятные для развития фораминифер, зеленый – менее благоприятные

В целом восточное, южное и западное обрамления Западно-Сибирского аптского сравнительно плоского приемного бассейна представляли собой классическую сушу. Основными областями сноса являлись Туруханский выступ Сибирской платформы, складчатые сооружения Северо-Енисейского кряжа, Алтая и Саян, Северный Казахстан; продолжается активизация Урала как области сноса, начинавшаяся в готериве с оживления Щучьинского выступа [20].

6.2. Палеогеографическая обстановка в Западной Сибири

Во многих источниках указывается, что в апте Западно-Сибирское море в сравнении с неокомом заметно сократилось в размерах. Накопление морских песчаных и алевроито-глинистых осадков происходило только в центральных и северных частях Западной Сибири. Огромные пространства между сушей и морем были заняты низкой равниной, где шло формирование мощных толщ континентальных терригенных слабоугленосных и местами бокситоносных отложений. Последние формировались в условиях субтропи-

ческого гумидного сезонного климата на юге Западно-Сибирского бассейна [146 и др.].

Согласно нашей точке зрения, небольшой по размерам позднеаптский викуловский водный бассейн Западной Сибири был изолированным или почти изолированным, существенно мелководным и опресненным [13, 14]. Типичные представители нормально-морской фауны в него не проникали из-за сухопутных барьеров, обрамлявших его со всех сторон. Климат в целом в викуловское время в Западной Сибири был теплым и переменнно-влажным, сезонным, несколько неустойчивым, с периодической сменой переменнно-влажного на постоянно-влажный [13, 232]. В условиях глобального безледникового климата в средних и высоких широтах Евразии апту были свойственны сравнительно высокие положительные среднегодовые температуры – 15,0-25,9 °С [98].

Северная периферия викуловского бассейна

По поводу степени изоляции викуловского водного бассейна от Мирового океана (Палеоарктического океана) среди специалистов нет единого мнения. Правда, все признают затрудненность сообщения и бесспорный факт, что с востока, юга и запада викуловская акватория была ограничена сушей (см. рис. 6.1, рис. 6.7) [20, 24, 147 и др.]. Более или менее свободное сообщение могло существовать только на севере.

В наиболее полной сводке по палеогеографии мезозоя Западной Сибири [20] указано, что морской бассейн позднеаптского века значительно сократился в размере на востоке, но заливами проникал далеко на юг вплоть до Казахского нагорья (см. рис. 6.7). Море было мелкое, сильно опресненное за счет почти полного отшнуровывания от бореального бассейна и притока воды большого количества рек. Неустойчивый солевой режим обусловил бедность органического мира. Считается также, что отложения водного бассейна аптского века на территории Западно-Сибирской плиты формировались в сильно опресненной лагуне бореального моря, не потерявшей связи с арктическими морями [147 и др.]. Во многих источниках устойчивость сообщения с бореальными бассейнами на севере Западной Сибири не подвергается сомнению, однако подчеркнем, что такая уверенность относится, прежде всего, к раннему апту (кошайско-алымскому времени). Это хорошо видно, например, по работам [175, 205]. К примеру, В. Н. Сакс в известной работе 1961 г. писал: «В аптском веке Арктический бассейн снова начал расширяться... Западно-Сибирский бассейн в апте расширяется, но остается, по-видимому, опресненным...» [175, с. 406]. Напротив, высказывалось мнение и о том, что на северо-западе и севере региона, помимо полярноуральской суши, распространению бореальных вод препятствовала Пурская возвышенность [157].

Рассмотрим север Западной Сибири более внимательно с учетом аспекта возможности существования путей сообщения Западно-Сибирского позднеаптского аквального бассейна с бассейном Палеоарктического океана в направлении от северо-запада к северо-востоку.

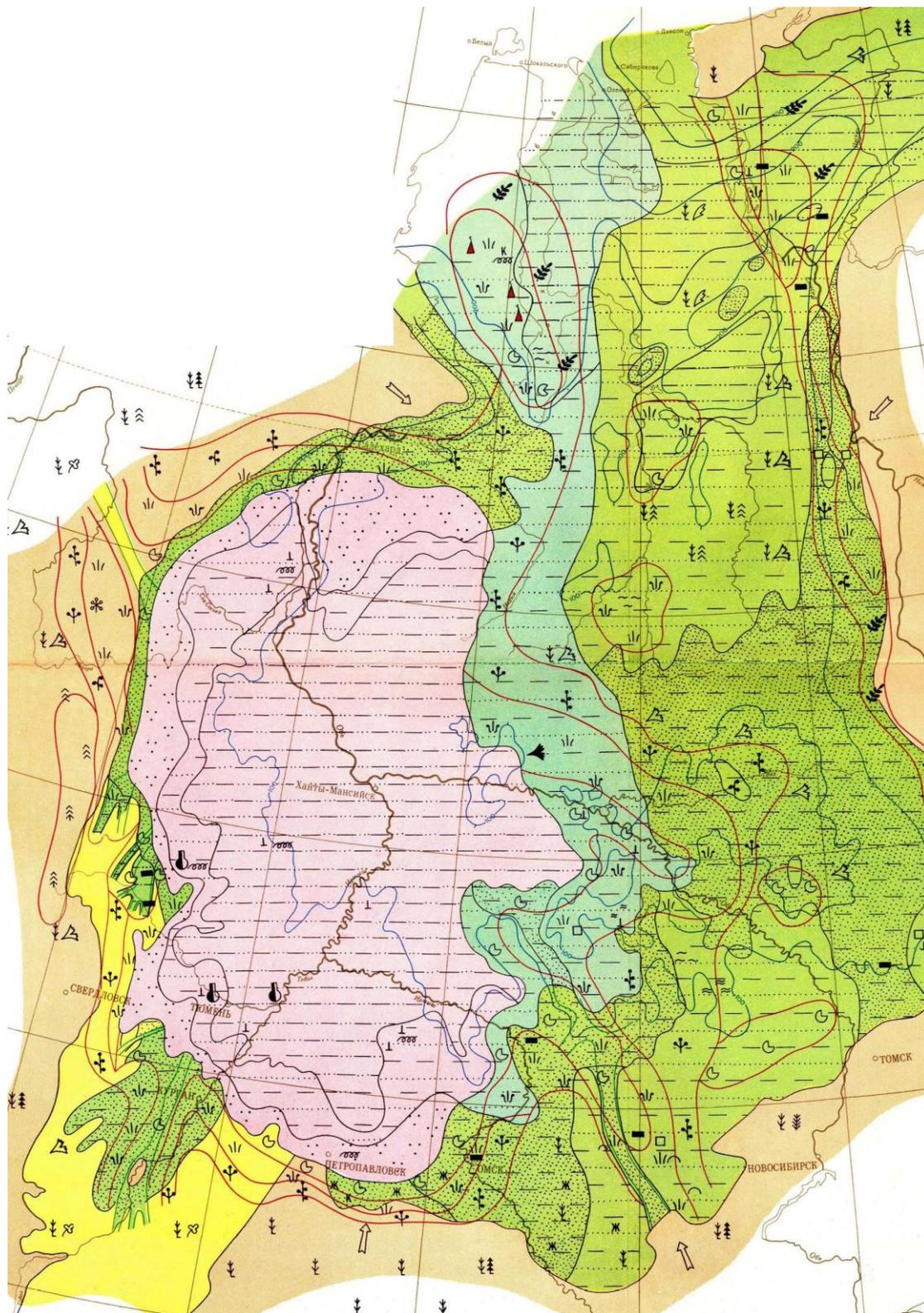


Рис. 6.7. Палеогеографическая карта-схема Западной Сибири, поздне-аптский век, по [20]:

Оттенки голубого цвета – морские обстановки; сиреневого – внутреннее море, озеро; зеленого – прибрежная равнина, периодически затопливаемая, желтого – денудационная равнина; коричневого – возвышенная равнина

На северо-западе, т. е. на севере восточного склона Урала и в прилегающих районах Западно-Сибирской равнины, континентальные отложения апта не отчленяются от верхов неокома, объединяясь в одну северососьвинскую свиту. Для более северных районов Зауралья по разрезам скважин в бассейне рек Ляпин, Войкар, Танья указано развитие аптских отложений, однотипных с северососьвинской свитой, характерных обилием обугленного детрита и наличием среди алевролитов и песков прослоев глины и скрытокристаллического известняка. К востоку от Приполярного Урала, на правом берегу р. Оби, в бассейне ее правого притока Полуя и на Южном Ямале, скважины вскрыли толщу пород, сходную с выделяемой в бассейне р. Северной Сосьвы. Породы обогащены углистым детритом, и единственными содержащимися в ней органическими остатками являются споры и пыльца [157].

На п-ове Ямал аптские отложения входят в состав верхней подсвиты, слагающей основную часть разреза танопчинской свиты (рис. 6.8). Подсвита относится к типично угленосной сероцветной формации. Для этой части разреза характерно неравномерное чередование песчано-алевритовых и глинистых горизонтов, меняющихся по площади и по разрезу, с различными литологическими переходами, фаціальными вариациями и внутриформационными размывами. Слагающие разрез подсвиты породы весьма разнообразны по окраске, составу, структурным и текстурным особенностям. Крупные песчаные тела (иногда до 40 м по мощности) представлены песчаниками светло-серыми, средне- и мелкозернистыми, массивными, крепкими, слюдистыми. Характерно обилие пластов углей общей толщиной до 40 м и более [186].

Палеогеографическая обстановка времени накопления осадков танопчинской свиты менялась от прибрежной, мелководно-морской (готерив) до континентальной (апт). В это время проявляется отчетливая направленность процессов осадконакопления в сторону устойчивого преобладания все более оживленной гидродинамики среды с увеличением роли аллювиальных фаций. Песчаные пласты этих отложений характеризуются резкой фаціальной изменчивостью с выделением на отдельных этапах преобладающих озерно-болотных и русловых условий. В разрезе часто фиксируются мощные русловые врезы. Характерна смена песчаников тонкочередующимися алевролитами и глинами. Мощность подсвиты около 600 м, а общая мощность танопчинской свиты может достигать 1171 м, но в среднем 755-900 м. Глубины залегания кровли свиты 900-2250 м увеличиваются к северу полуострова [186].

Таким образом, северо-западное направление сообщения Западно-Сибирской викуловской акватории с Палеоарктическим бассейном полностью исключается, даже несмотря на якобы находки фораминифер на юге Ямала (см. раздел 1.5). Набор фаций, размерность зерен кластических осадков, наличие углей и др. северососьвинской и танопчинской недвусмысленно указывают на существование на восточном склоне Приполярного и Полярного Урала и на юге Ямала возвышенной суши. Этот сухопутный барьер простирался к востоку от Уральской горной цепи по меньшей мере до меридиана

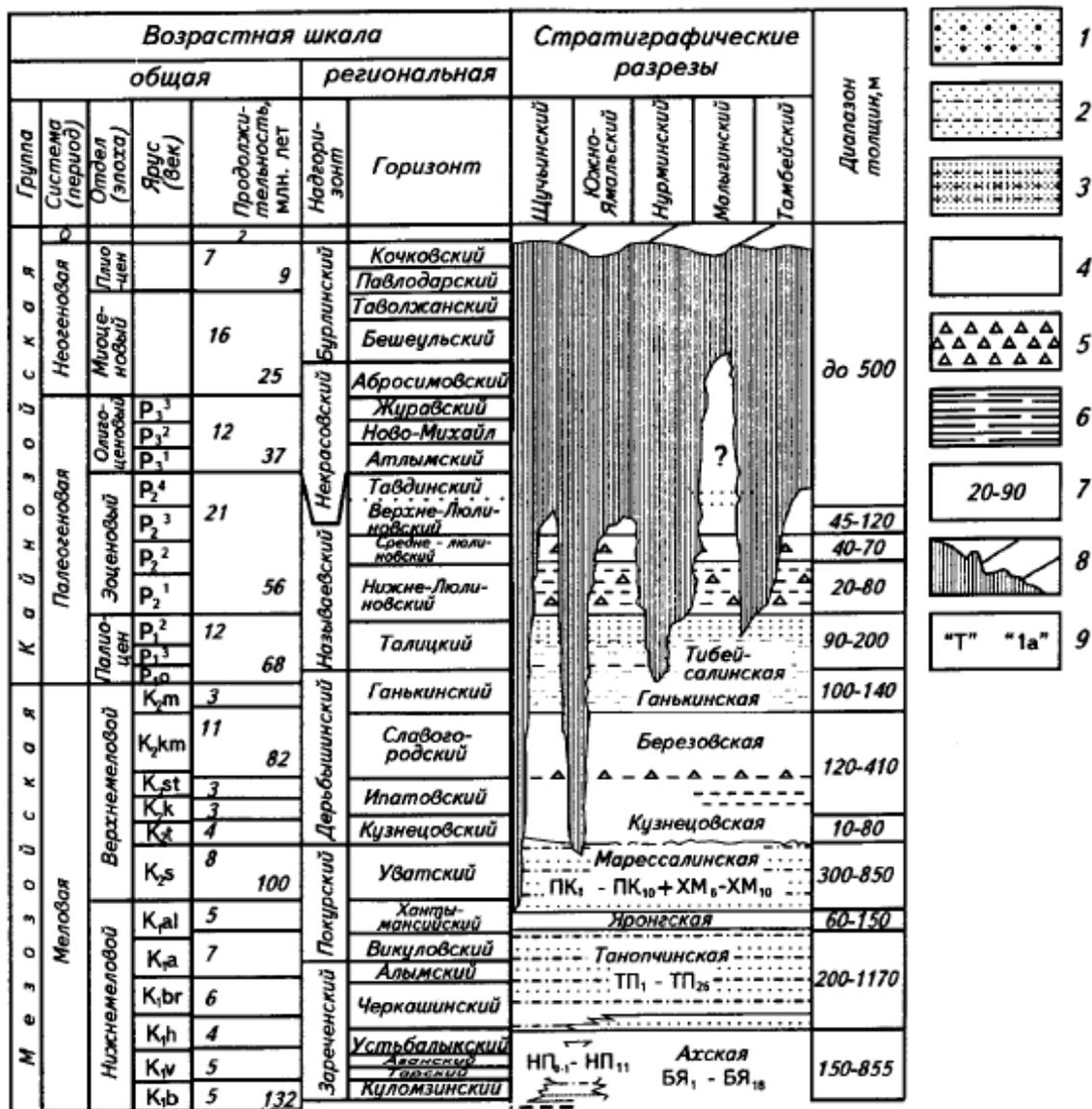


Рис. 6.8. Стратиграфическая схема мезозойско-кайнозойских отложений Ямальской нефтегазоносной области, по [186]:

1 – преимущественно песчаные отложения и конгломераты; 2 – песчано-алевритовые отложения с прослоями аргиллитов; 3 – переслаивание песчано-алевритоглинистых пород; 4 – преимущественно глинистые породы; 5 – кремнистые породы; 6 – битуминозные породы; 7 – толщины надгоризонтов и свит, серии; 8 – размывы и отсутствие отложений; 9 – приуроченность сейсмических горизонтов

Нового Порта. Согласно сообщениям многих авторов, здесь нередки русловые и дельтовые фации, указывающие на достаточно развитую речную сеть, пересекавшую данную сушу. Южная окраина этого барьера может быть совмещена на севере Западной Сибири с южным флангом области распространения танопчинской свиты на Ямале и Гыдане (рис. 6.9).

Специалистами подчеркивалось, что арктические районы Западной Сибири к востоку от Ямала характеризуются крайне неравномерной, но в целом низкой геолого-геофизической изученностью. Относительно изучены сейсмическими и буровыми работами отдельные районы и зоны: Утренняя и Южно-Гыданская на Гыдане, Западно-Мессояхская в одноименном районе,

Соленинско-Пеляткинская в Усть-Енисейской области. Огромным «белым пятном», где не пробурено ни одной глубокой скважины, остается район восточного Гыдана и северо-запада Усть-Енисейской области, ограниченный Гыданским – Ладертойским – Дерябинским – Казанцевским – Пеляткинским – Северо-Соленинским – Западно- и Восточно-Мессояхским – Антипаютинским и Солетским с Ханавейским месторождениями, площадью около 35 тыс. кв. км. Практически не изученной остается юрская часть осадочного чехла повсеместно [68, 116, 187]. В целом геологической информации по северо-востоку Западной Сибири вообще немного, несмотря на кажущееся обилие литературных источников. Это определено тем, что значительная часть последних посвящена крохотным фрагментам территории Енисей-Хатангской ГНО, где на дневную поверхность выведены естественные разрезы, послужившие объектом детальных палеонтолого-биостратиграфических исследований. Кроме того, в настоящем обзоре не использованы источники, развивающие т. н. *литмологическую* модель строения мезозоя и кайнозоя Западной Сибири (например: [152, 178 и др.]).

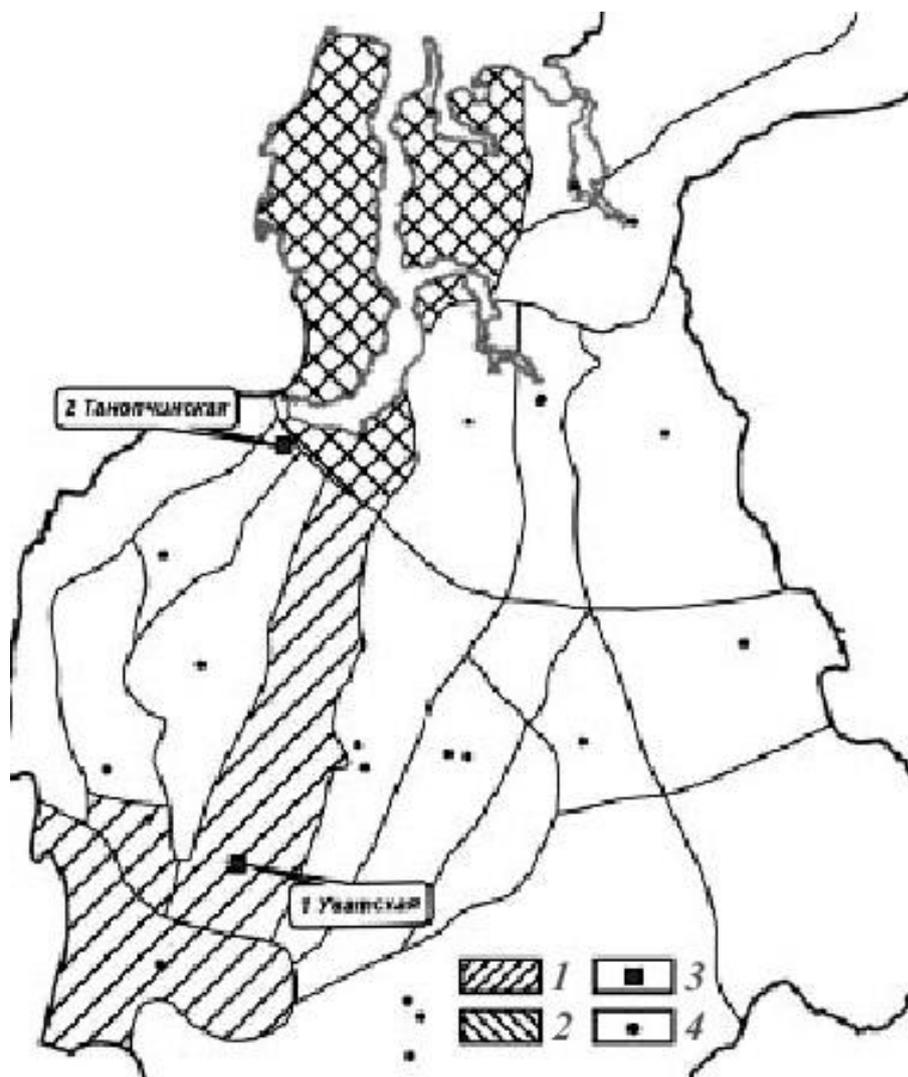


Рис. 6.9. Распространение ахской и танопчинской свит в Западной Сибири, по [154]:

1 – область распространения ахской свиты; 2 – область распространения танопчинской свиты; 3 – стратотипы ахской и танопчинской свит; 4 – стратотипы по свитам неокотских отложений Западной Сибири

В этих условиях недостаточной изученности на северо-востоке Западной Сибири в составе нижнемеловых отложений выделяется викуловский горизонт (средний-верхний апт), состоящий на западе п-ова Гыдан из танопчинской (верхняя часть) и на востоке из яковлевской свит. Верхняя часть танопчинской свиты, установленная на территории Гыдана, сложена неравномерным переслаиванием серых песчаников, алевролитов и глин, с обильным растительным детритом, обломками древесины, пластами и линзами углей мощностью до 450 м [187]. Подчеркнем еще раз, что речь идет о восточном побережье Гыдана, куда протягивается ямальский тип разреза. Нижняя часть яковлевской свиты слагает викуловский горизонт в Усть-Енисейском районе. Породы представлены глинами, алевролитами, с прослоями каолинитизированных песчаников, многочисленными пропластками углей, растительными остатками, обломками обугленной древесины общей мощностью 250-350 м и более [187].

Таким образом, северное направление сообщения викуловского бассейна с Палеоарктическим океаном также исключается. Лишь к востоку, вне пределов распространения танопчинской свиты, можно предполагать (лишь предполагать из-за недостатка данных) кратковременное существование в позднем апте неширокого прохода в полосе шириной примерно несколько десятков километров (возможно, до 200-300 км в самой широкой части) между Гыданской губой и Енисейским заливом. Проход мог вести к морской акватории, располагавшейся в западной части Карского моря. Северным ограничением подобного прохода может служить суша архипелага Земли Франца Иосифа, восточным – суша, фиксируемая по островам Карского моря и моря Лаптевых (с признаками активной вулканической деятельности, см. ниже).

К югу от Гыдана (низовья Пура, Таза, Мессояхи), а также к северо-востоку и востоку от рассматриваемого в настоящей работе региона в Средней Сибири нижнемеловые породы установлены на Таймыре, Северо-Сибирской низменности и в западном обрамлении Среднесибирского плоскогорья.

На Таймыре нижнемеловые отложения представлены единичными выходами, чаще всего они прослеживаются по южной окраине гор Бырранга (нижнее течение р. Верхней Таймыры, Таймырское озеро, побережье моря Лаптевых и др.). Обнажаются лишь незначительные по мощности отдельные горизонты нижнемеловых отложений: в нижней части они слагаются песчаниками и песчано-глинистыми породами с остатками морской фауны валанжина, верхняя часть сложена разнообразными песками и глинами с пластами бурых углей. Формирование угленосной толщи продолжалось вплоть до альба включительно, возможно, и до сеномана [69].

На Северо-Сибирской низменности в Хатангской (восточной) и Усть-Енисейской (западной) депрессиях нижний мел распространен практически повсеместно, причем восточный и западный типы разрезов очень схожи. В Хатангской впадине над морскими нижнемеловыми отложениями (валанжинготерив) лежит угленосная толща, представленная прибрежно-лагунными фациями и состоящая преимущественно из светло-серых и зеленовато-серых

песков с подчиненными прослоями глин и алевроитов. На междуречье Анабара и Хатанги, на о-ве Бегичева и отчасти на северо-западном побережье Хатангского залива эта толща разделяется на свиты: тигянскую (песчаную), сангасалинскую (угленосную), рассохинскую (песчаную), огневскую (угленосную), бегичевскую (песчаную) с очень неясными латеральными взаимоотношениями. Сангасалинская, рассохинская и огневская свиты имеют общую мощность до 355 м. По остаткам листовой флоры и спорово-пыльцевым комплексам все три свиты отнесены к апт-альбу. Любопытно, что отмечаются также прослои туфогенных пород в огневской свите [69, 176].

В Усть-Енисейской впадине мощность меловых пород достигает 3000 м, причем на долю нижнего отдела приходится 2000 м. Над нижнемеловыми морскими отложениями (валанжин-готерив) залегает меловая угленосная толща, подразделяющаяся на три свиты: нижнюю малохетскую (баррем – нижний апт), среднюю яковлевскую (верхний апт – нижний-средний альб) и верхнюю долганскую (верхний альб – сеноман). Яковлевская свита (мощность 270-490 м) состоит в основном из сероцветных глинисто-алевритовых пород с прослоями песков и тремя угленосными горизонтами. Возраст свиты определен по спорам и пыльце и остаткам листовой флоры. В нижней части свиты на Мало-Хетской антиклинали найден горизонт с *Inoceratus* (?) sp. indet. и фораминиферами раннего альба [28, 69, 177].

На Ванкорском месторождении апт-альбская яковлевская свита представлена преобладанием песчаных пород, со значительной ролью среднезернистых и алевропелитов, часто с включениями углефицированного растительного детрита и остатков древесины, углей. Образование этих отложений предполагается в условиях устьевых баров, при впадении рек в прибрежную зону моря (альбский фрагмент свиты). Кроме того, диагностируются русловые отложения меандрирующих дельтовых протоков, пойм, дельтовых и маршевых болот, стариц и отрезанных протоков (аптский фрагмент). Это характерно для наземных участков конструктивных флювиальных дельт, с подчиненным влиянием гидродинамической активности принимающего бассейна. Общая фаціальная последовательность яковлевской свиты описывается моделью формирующейся и проградирующей дельтовой системы в условиях понижения уровня моря (апт, нижняя часть свиты). Источник сноса – выходы метаморфических и магматических пород нижнего протерозоя вдоль западного края Сибирского кратона [207].

Фораминиферы в подобного рода отложениях не были встречены, но они содержат представительные палинокомплексы [47]. В принципе, на существование здесь морских условий могли бы указывать цисты динофлагеллят в составе палинологических ассоциаций, однако в Усть-Енисейской впадине в возрастном отношении распространение диноцист ограничено снизу только готеривом [160, 161].

Любопытно, что текстурно-структурные характеристики устойчивых песчаных пластов верхов малохетской свиты (апт) в Енисей-Хатангском бассейне и литолого-геохимические данные, полученные при изучении перекрывающих их алевроглинистых пачек, свидетельствуют о значительном

увеличении количества атмосферных осадков и формировании стабильных флювиальных потоков, которые, разрушая покинутые береговые линии, привносили в бассейн большое количество обломочного материала. Макрокосослоистое строение разрезов нижнего мела, интерпретируемое на сейсмопрофилях как клиноформы, по существу отражает положение покинутых береговых линий и фиксирует топографические несогласия [101].

В приенисейской части Западно-Сибирской равнины меловые отложения, как и юрские, распространены весьма широко. Они занимают площади к северу от площадей развития юрских пород, обнажаясь главным образом в долинах крупных левых притоков Енисея – Кеми, Каса, Сыма, Дубчеса и Елогуя – и на водораздельных пространствах. Мощность мела на севере района 2000 м. В северной части меловые отложения погружены на значительную глубину и в бассейнах рек Каса, Сыма, Елогуя и Турухана вскрыты скважинами.

На юге приенисейской части широко распространены апт-альбские красноцветные и пестроцветные отложения кийской свиты. Для всей толщи апт-альба характерно наличие значительней примеси каолина, прослоев светло-серых, почти белых каолиновых глин и большого количества обуглившегося растительного материала – стеблей и обрывков листьев; обломков фюзенизированной и лигнитизированной древесины, корневых систем растений, присутствует янтарь.

На севере в бассейне р. Турухана отложения апт-альба вскрыты скважинами и встречены в прибрежно-морских фациях. В основании разреза залегает пачка песчаников, выше чередуются песчаники, алевролиты и глины. Изредка встречаются пропластки бурого угля. Апт-альбский возраст данных отложений установлен на основании содержащегося в них спорово-пыльцевого комплекса [69].

Значительный интерес представляет рассмотрение данных, пусть немногочисленных, по акваториям Карского моря и моря Лаптевых. В группе островов южной и юго-восточной частей Карского моря нижнемеловые отложения наиболее полно представлены на острове Свердрупа. Здесь скважиной вскрыт и описан разрез нижнего мела с выделением тех же свит, что и в Енисей-Хатангском прогибе. Аптский интервал охватывают готерив-аптская малохетская и апт-альбская яковлевская свиты. Обе отнесены к континентально-лагунным отложениям [71, 146].

На островах Арктического Института, Сергея Кирова, Исаченко, Уединения, Визе и Ушакова в Карском море развиты угленосные континентальные осадки нижнего мела. Их апт-альбский возраст установлен по спорово-пыльцевым комплексам и макрофлоре. К примеру, о-в Исаченко сложен почти горизонтально залегающими серо-черными мелкооскольчатыми алевролитами. В низах разреза преобладают глинистые алевролиты, которые выше постепенно сменяются песчанистыми алевролитами и мелкозернистыми кварцполевошпатовыми песками. По всему разрезу наблюдаются скопления обломков обугленной древесины и линзы бурого угля мощностью до 0,3-0,4 м.

Местами этот разрез, видимая мощность которого равняется 50 м, венчается пластом бурого угля мощностью до 1,5 м [71, 146].

В море Лаптевых на о-ве Большой Бегичев близ Таймыра отложения аптского яруса подразделяются на две свиты: сангасалинскую и рассохинскую. Сангасалинская свита мощностью 25 м в виде узкой полосы прослеживается по всему о. Большой Бегичев с юго-восточного его конца к северо-западному, непосредственно залегая на породах тигянской свиты. Встречаются обугленные древесные стволы; присутствуют три пласта углей, уголь трещиноватый полублестящий или матовый, слоистый. На плоскостях напластования, имеющих иногда раковистый излом, встречаются мелкие включения янтаря. Отложения рассохинской свиты мощностью 90 м обнажаются на значительной территории в центральной части о. Большой Бегичев. Они представлены толщей характерных крупно-среднезернистых и реже мелкозернистых песков, иногда с галькой и гравием кварца и осадочных пород. Эти пески залегают на верхнем пласте угля сангасалинской свиты. Встречаются линзовидные прослои, состоящие из скоплений конкреций сидерита, сидеритизированной гальки, глин, а также обломков сидеритизированной и обугленной древесины. Диаметр древесных стволов достигает 35 см. Возраст определен по спорово-пыльцевым комплексам [71].

В архипелаге Новосибирских островов моря Лаптевых к аптскому ярусу отнесены угленосные отложения балыктахской свиты мощностью до 150 м, наблюдавшиеся на о. Котельном в бассейне р. Балыктах и на о. Беннетта. На о. Котельном отложения балыктахской свиты несогласно перекрывают породы верхнего триаса. Свита сложена преимущественно серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками полевошпатово-кварцевого состава, содержащими прослой глини и пласты каменного угля (7 пластов). Возраст определен по флористическим остаткам, собранным в песчаниках балыктахской свиты, флора представлена папоротниками и хвойными [71].

Любопытно, что на островах Беннетта, Жохова и Вилькицкого рассматриваемого архипелага развиты эффузивные образования основного состава аптского же и позднемелового возраста. Эффузивная толща, залегающая на резко расчлененной поверхности кембрийских, ордовикских и нижнемеловых отложений, состоит из серии покровов основных эффузивов (базальты и базальтовые порфириты) и туфогенных аргиллитов. В основании разреза из туфогенных аргиллитов был выделен спорово-пыльцевой комплекс, близкий по составу комплексу нижнемеловых (аптских) угленосных отложений [71].

На самом севере на островах архипелага Земли Франца-Иосифа на стыке Карского и Баренцева морей средний мел представлен вулканогенными образованиями (туфы, базальты) и подчиненными прослоями терригенных пород, в частности баррем-аптской армитиджской свиты на о. Земля Георга [127]. В свите бухты Тихой на о. Гукера в туффитах и углисто-алевритовых сланцах найдена листовая флора и спорово-пыльцевые комплексы готерив-апта. Апт-альбские флоро- и палиноостатки (хвойные и папоротниковые)

были найдены в терригенных породах (прослой среди базальтовых покровов) в свите солсбери на о-вах Солсбери, Скотт-Келти [71].

На архипелаге Новая Земля на западном побережье Северного о-ва в районе губы Крестовой в гальке осыпи найден отпечаток *Deshayesites* sp., вероятно, позднеаптского возраста. На западном побережье Южного о-ва Новой Земли, его южной оконечности и на Вайгаче морская нижнемеловая фауна найдена преимущественно в обломках известковистых и сидеритовых песчаников. Подавляющее большинство форм имеет валанжинский возраст, остальные, возможно, являются апт-альбскими [71].

Таким образом, северное и северо-восточное направления сообщения викуловского бассейна с Палеоарктическим океаном в позднеаптское время можно также исключить. Континентальные отложения островов северной и восточной частей Карского моря, островов моря Лаптевых (с признаками активной вулканической деятельности), Таймыра, Северо-Сибирской низменности и приенисейской части Западной Сибири не оставляют даже возможности предполагать наличие здесь какого-либо прохода. Более того, полностью блокируется связь с Северной Палеопацификой, до того устойчиво существовавшей в волжское и неокомское время.

Возникает несправедливый вопрос, каковы были размеры и конфигурация Палеоарктического бассейна, насколько он был велик? Ответ на этот вопрос получить непросто, так как: «Недостаток сведений о морской биоте барремского и аптского времени не позволяет судить о характере Арктического бассейна этого времени» [98, с. 168]. Полагают, что в конце готерива арктические моря потеряли связь с Пацификой на территории Северо-Восточной Азии. В барремский век и в раннем апте регрессия захватывает большую часть территории арктического шельфа как на севере Евразии, так и севере Северной Америки [98].

По данным Е. С. Ершовой [88], на архипелаге Шпицберген (Свальбард) баррем-раннеаптская лагунно-континентальная толща с пресноводными моллюсками, следами динозавров и многочисленными макрофлористическими остатками подстилает песчано-алевролитовую толщу позднего апта с многочисленными морскими двустворками, трубчатыми червями и редкими аммонитами. Выделены характерные слои с *Tropaneum arcticum*. Аммониты рода *Tropaneum* и виды, близкие к *Tropaneum arcticum* Stolley, установлены в верхнем апте восточной Гренландии, Арктической Канады, Англии, что дает основание для прямого сопоставления и связи Шпицбергена с названными районами [88]. Таким образом, по крайней мере на западе Палеоарктики в позднем апте существовал морской бассейн, связанный с Северной Атлантикой. Позднее море затопило всю баренцевоморскую плиту, а в начале раннего альба трансгрессия широко распространилась по Арктическому бассейну. Данные по морской фауне позволяют объединить территории Арктической Канады, Северо-Восточной Гренландии, Свальбарда, севера европейской и сибирской частей России, по крайней мере, в раннем и среднем альбе в единую Арктическую биогеографическую провинцию [98]. Напомним, что,

по палеомагнитным данным, полюс находился в районе северо-западной оконечности современной Аляски [235, 257].

Подытоживая сказанное выше, следует заметить, что территория распространения викуловской свиты в пределах рассматриваемого района и в других частях Западной Сибири была в достаточной мере изолирована от Палеоарктического океана, и сюда не проникали воды с нормальной морской соленостью, обеспечивающие существование и процветание морской фауны и микрофлоры. В принципе, сюда были возможны в викуловское время инвазии отдельных представителей малакофауны, способных существовать в широком диапазоне концентраций солей, однако такие факты единичны и не влияют на общее положение дел.

Упомянутый выше весьма гипотетичный проход, располагавшийся на территории восточного Гыдана, условно и не полностью отвечает понятию и термину «проход (англ. неточный эквивалент – sound^{*)}, например, The Kattegat Sound, The Prince William Sound)» по классификации, разработанной Е. Ю. Барабошкиным [38]. Этот проход также условно может быть сопоставлен с намного более широким Таймырским проливом, существовавшим в юре и мелу между Таймыром и Новой Землей (см. рис. 6.5). Впервые Таймырский пролив открылся в байосе-бате; предположительно в готериве его размеры сократились в связи с ростом Баренцевоморского порога и началом вулканизма на Земле Франца-Иосифа и Земле Короля Карла. Для баррем-аптского этапа полной ясности нет, но, скорее всего, пролив мог существовать в редуцированном виде. Новый этап расширения Таймырского пролива падает на альб, когда через него в Западно-Сибирское море-залив мигрировали бореальные и северо-американские аммониты [34, 38, 233].

Повторим, что позднеаптский проход (редуцированный пролив), который можно назвать Восточно-Гыданским, мог располагаться в восточной части Гыданского полуострова (рис. 6.10). Время его существования падает на средний?-поздний апт; очертания весьма извилистые; проход мог вести к морской акватории, располагавшейся в западной части Карского моря. Вероятно, он располагался между Гыданской губой и Енисейским заливом; ширина несколько десятков километров (возможно, до 200-300 км в самых широких частях).

Восточно-Гыданский проход мог начинаться на юге районом северо-восточного борта Большехетской мегасинеклизы (южная широкая часть) и, сужаясь вдоль Таймыра, вести на север. Северным ограничением подобного прохода может служить суша архипелага Земли Франца Иосифа, восточным – суша, фиксируемая по островам Карского моря и моря Лаптевых (с признаками активной вулканической деятельности). К западу, охватывая север полуострова Ямал и остров Белый (северная широкая часть), и далее на запад к южной оконечности Южного острова Северной Земли и о. Колгуев, водные массы могли соединяться с акваторией Баренцевоморского шельфа. Еще да-

^{*)} Англ. «sound» связано со шведск. «sund» – зунд, пролив.

лее к северо-западу могло быть соединение с западным сектором Палеоарктики (Шпицберген, проход Нансена, Гренландия, Арктическая Канада).

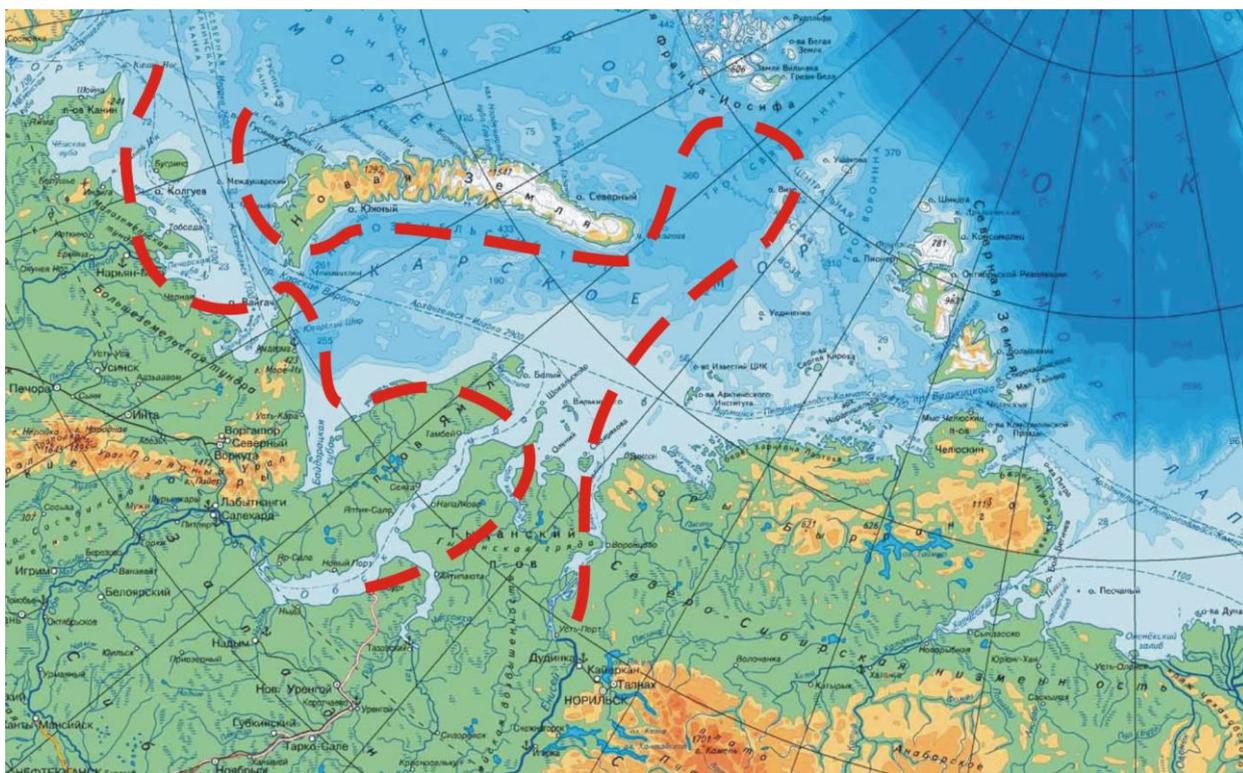


Рис. 6.10. Примерный контур Восточно-Гыданского прохода

В описываемом проходе предположительно существовали аквальные обстановки, и это мог быть маршрут сброса избыточных водных опресненных масс из центральных районов Западной Сибири. Вероятно, это не был постоянно действующий канал водотока. Периодически он осушался, и лишь в моменты переполнения центральной чаши в результате речного стока множества рек с возвышенностей, окружавших Западно-Сибирскую равнину со всех сторон, осуществлялся сброс.

Общая характеристика палеоландшафта

Набор фаций, который зафиксирован по керну и ГИС изученных скважин Каменной площади, свидетельствует, что осадконакопление здесь происходило в мелководном, с частой сменой уровня высоты стояния вод, бассейне наподобие моря-озера, чем-то напоминающем Туртасское озеро олигоцен (которое располагалось в конце палеогена примерно в тех же территориальных границах, несколько западнее [182]). Это был останец валанжинготеривского и раннеаптского нормально-морского бассейна, но в условиях гумидного климата с выраженной сезонностью, наступившего в апте, атмосферный сток в периоды сезонов дождей и речной сток сдвинули баланс солей в сторону сильного опреснения.

Такое викуловское море-озеро изобиловало песчаными островами, косами, барами, пляжами, периодически затапливаемыми и разделенными множеством каналов водотоков. Острова, косы, бары постоянно и неоднократно размывались, донный песчано-алеврито-глинистый осадок также постоянно и неоднократно перемывался, перемешивался и переносился. Вероятно, в перемешивании и переносе донного осадка активную роль играло волнение, особенно усиливавшееся в периоды смены сезонов, характеризующихся сильными ветрами и штормами.

На упомянутых островах, косах, а также на прибрежных плоских равнинах произрастала в заболоченных условиях обильная влаголюбивая растительность. При почти полном отсутствии покрытосеменных растений этими влаголюбивыми растениями были различные папоротники, плауны, мохообразные, а не представители хвойных, которые занимали водораздельные пространства. Споры, не обладающие воздушными мешками, падали на месте произрастания продуцировавших их растений и вместе с остатками самих растений и неорганическими осадками образовывали прослойки серых, черных глин и глин, обогащенных лигнитом. Пыльца хвойных растений, даже если заносилась в эти участки господства спороносных растений, то при накоплении осадка терялась в массе спор, отложившихся *in situ*.

Почти полное отсутствие пыльцы покрытосеменных растений в отложениях викуловской свиты при наличии ее в апт-альбских отложениях более южных районов (например, талдыкской свиты Северного Казахстана) может быть объяснено имевшейся в то время широтной зональностью, с повышением роли пыльцы покрытосеменных в южных широтах. Кроме того, ранние покрытосеменные не были характерны для фитоценозов заболоченных равнин, отложениями которых являются образования викуловской свиты; они появились в лесах возвышенных участков суши, но так как пыльца покрытосеменных не была приспособлена для дальнего разноса ветром, то естественно, что в спорово-пыльцевом спектре участка, удаленного от места произрастания растения, пыльца покрытосеменных растений может встретиться лишь случайно [157]. Еще раз подчеркнем, что настоящие леса, состоящие из хвойных пород деревьев с подлеском из папоротников, произрастали на возвышенных формах рельефа и на водоразделах далеко от района акватории викуловского бассейна – в горном обрамлении Средней Сибири, Казахской суши и Урала. На это указывают, в частности, постоянные находки янтаря в породах кийской свиты на юге и юго-востоке.

Надо сказать, что торфяные болота составляли неотъемлемую часть природных ландшафтов Западно-Сибирской равнины на протяжении всей истории ее существования (рис. 6.11). Многочисленные данные по мезозойско-кайнозойскому чехлу Западной Сибири свидетельствуют о частом присутствии прослоек, обогащенных растительными остатками, обломков углефицированной древесины, где они связаны преимущественно с глинистыми осадками озерно-аллювиального и озерно-болотного происхождения. Следы торфяных болот обнаруживаются в четвертичных отложениях всех геоморфологических элементов (водоразделы, террасы, поймы) в составе литологи-

ческих комплексов разного возраста, от пластов бурого угля в континентальных отложениях юрского времени, залегающих в основании платформенного чехла, до погребенных торфяных горизонтов современных речных пойм.



Рис. 6.11. Панорамы современных болот Западной Сибири, по [135]:
вверху – кустарниково-сфагновая олиготрофная топь; внизу – озерно-болотные комплексы низинных болот

Торфяные болота в силу своей интразональности (относительной независимости от климата) и более тесной связи с местными эдафическими факторами среды, обеспечивающими их развитие, ограниченно существовали во все времена в понижениях рельефа с высоким уровнем стояния грунтовых вод. На каждом новом этапе геологической истории Западно-Сибирской равнины, в фазы относительно спокойного тектонического режима и благоприятного гидротермического режима создавались условия, необходимые и достаточные для массового развития болотообразовательного процесса и накопления торфа [135].

Значительные по площади фрагменты побережья и прибрежья викуловского аквального бассейна, по всей видимости, представляли собой ватты у линии воды и располагавшиеся чуть выше марши и лиманы (рис. 6.12). Ватты (нем. Watten — прибрежные отмели) – низменная прибрежная полоса морского дна, в соответствии с приливно-отливным циклом затопляемая во

время приливов и осушающаяся во время отливов часть морского побережья. С геоморфологической точки зрения ватты – аккумулятивная форма, образующаяся путем накопления мелкопесчанистых и илистых наносов. Для поверхности ваттов характерна разветвленная сеть часто меняющих свое положение желобов стока приливных и речных вод. Ватты растут в ширину и высоту до тех пор, пока не превратятся в поверхность, заливаемую лишь во время сизигийных приливов (марши). Современные ватты распространены на южном побережье Северного моря в районе Фризских островов (так называемое Ваттовое море), по берегам Белого, Баренцева, Охотского, Берингова, Желтого морей, Мексиканского залива, на Атлантическом побережье США и в других местах.



Рис. 6.12. Панорамы современных ваттов (вверху Северное море) и маршей (внизу Флорида), по [Википедия, <http://ru.wikipedia.org/wiki/>]

Марши (нем. Marsch, Marschland) – низменные полосы морского побережья, затопляемые только во время наиболее высоких (сизигийных) приливов или нагонов морской воды. Это аккумулятивная форма рельефа, на побережье марши располагаются выше ваттов, от моря часто ограничены полосой дюн. Сложены илистыми или песчано-илистыми наносами, на которых формируются богатые гумусом и микроорганизмами маршевые почвы. Современные марши вытянуты вдоль морских побережий, типичны для берегов Северного моря (Нидерланды, Германия, Великобритания, Дания), во Франции, на Атлантическом побережье США. В России аналогами маршей являются лайды, распространенные по побережьям морей Северного Ледовитого океана.

Считается, что северные ватты и лайды являются географическим эквивалентом мангровых берегов тропических вод. Ватты, эти обширные плоские однообразные низменные равнины, покрытые вязким илом и приреченные к коренному берегу, обладают немалыми размерами. В Мезенском заливе Белого моря ширина прибрежных лайд достигает нескольких километров. В Северном море на протяжении 250 км ширина осушной полосы изменяется от 10 до 20 км, а общая длина ваттового берега здесь составляет 500 км. В пределах Дании ширина ваттовой зоны на отдельных участках достигает 30 км [130]. Русскоязычный географический термин «лайды» имеет два основных смысла: 1. Широкая заболоченная или луговая приморская равнина либо отмель северных морей, затопляемая при ветровых нагонах и обсыхающая при отливах (сгонах). 2. Плоские участки тундры с многочисленными мелкими, частично пересыхающими озерами (Географический словарь, <http://www.ecosystema.ru/>).

Важно то, что повсюду на лайдах разбросаны небольшие мелководные озера и плавник. Очень характерны так называемые желоба стока (пальцы, виски), рассекающие поверхность во всех направлениях. Они наполняются водой во время приливов и пересыхают при отливе. В плане системы таких желобов напоминают речную дельту, только обращенную не в сторону моря, а к суше. Ширина их обычно не превышает 4-5 м, глубина – 1-2 м, но встречаются и значительно более крупные и глубокие – до 10-20 м. В жизни ваттов очень большую роль играет растительность; засоленные, илистые и песчаные грунты заселяются галофитами, выносящими периодические затопления, также намечается определенная вертикальная зональность в распределении растительности. Характерно, что на современных ваттах Северной Европы в большом количестве произрастают представители родов и семейств, которые при расшифровке спорово-пыльцевых диаграмм считаются индикаторами ксерофитизации(!) климата, например, маревые и полыни.

Для развития ваттовых побережий необходимо наличие в бассейне приливов, низменных отлогих побережий и сложение коренного берега из рыхлого материала (глин, песков и т.п.), при разрушении которого в море поступают такие значительные массы наносов, что профиль равновесия морского дна нарушается – волны не успевают его углубить в достаточной степени.

Эти качества были свойственны районам севера и центра Западно-Сибирской равнины в апте. В частности, планации рельефа и выполаживанию склонов способствовало пологое или горизонтальное залегание коренных пород, представленных рыхлыми, легко разрушаемыми среднемезозойскими образованиями (глинами, песками и т. п.). Надо заметить, что на ваттовых побережьях приливно-отливная волновая деятельность не играет существенной рельефо- и наносообразующей роли, что для них весьма характерно. Наличие плоских полого наклоненных к открытому морю прибрежных мелководий благоприятствует ослаблению приливно-отливной волновой деятельности и нарастанию ваттов. Важную роль может играть растительность, в густых зарослях которой гасится энергия волн и улавливается большое количество ила. Наконец, само наличие приливно-отливных течений приводит к ослаблению волновой деятельности [189].

Надо заметить, что аккумулятивные образования, подобные ваттам, могут формироваться и на берегах практически бесприливных морей под влиянием сгонно-нагонных ветров, например, северное побережье Каспия. В арктических морях азиатской части России образование осушек обязано именно этому явлению. Для Енисейского залива высота нагонов под действием восточных и северо-восточных ветров достигает 2 м, лайды заходят вверх по реке, подобные же явления известны и в Обской губе [130].

Кроме того, подчеркнем, что особенностью осадконакопления на ваттах является его прерывисто-непрерывный характер, зависящий от периодичности поступления обломочного материала, с четкими ритмами (циклами), формирующими почти горизонтальную ритмичную слоистость. Ритмы разнопорядковые – от полусуточных (прилив-отлив) и двухнедельных (сизигий-квадратура^{*)}) до годовых (смена сезонов, например зима-лето) и однодвудесятилетних (эксцентриситет и предельные склонения Луны^{**}). По мнению Р. Б. Крапивнера [130], наиболее четкой должна быть граница, по которой резко меняются условия осадконакопления, это, по-видимому, раздел между сезонными (летними и зимними) слоями. Наконец, надо отметить высокую скорость накопления осадков, отмеченную в экспериментах и наблюдениях на маршах и ваттах Европы (Англия, Дания): скорость прироста осадков достигала значений от 0,24 до 0,9 см/год, максимально до 3,6 см/год [100, 130].

^{*)} Сизигий: система Земля – Луна – Солнце на одной прямой, притяжение Солнца и Луны складываются, приливы становятся выше, а отливы ниже (англ. spring tides, или springs). Квадратура: силы притяжения светил взаимно перпендикулярны – приливы становятся ниже, а отливы – выше (near tides, neaps).

^{**}) Эксцентриситет лунной орбиты меняется в значительных пределах в течение 8,85 лет, а вместе с тем и расстояние Луны от Земли, следовательно, и ее приливообразующая сила. Склонение Луны находится в зависимости от положения лунной орбиты по отношению к экватору. Орбита Луны перемещается в пространстве довольно быстро, совершая полный оборот в 18,6 лет. Вследствие такого перемещения орбиты предельные склонения Луны в течение 18,6 лет изменяются от 18°18',5 до 28°36',1.

Перенося эти данные на викуловские глинистые алевролиты, можно предположить, что наиболее тонкие визуально различимые слои (доли миллиметра) сформировались во время смены сезонов (см. рис. 3.17, 3.18, фото-табл. VII).

Климат в целом в викуловское время в Западной Сибири был теплым и переменнo-влажным, сезонным, несколько неустойчивым, с периодической сезонной сменой переменнo-влажного климата на постоянно влажный [232]. В условиях глобального безледникового климата (англ. Greenhouse Earth) в высоких широтах Евразии высокие положительные температуры были свойственны раннему апту (25,9 °C) с падением к концу апта (15,0 °C) [98]. Тренд от экстремально высоких температур к низким в течение апта отмечается во многих источниках [253, 261 и др.], подчеркивается, что климат был неустойчивым. Подобного рода осцилляции климата в Северном полушарии (эксперименты от высоких к низким температурам и наоборот), происходившие в условиях сугубо гумидного климата в среднем мелу (рис. 6.13), обусловлены рядом планетарных причин.

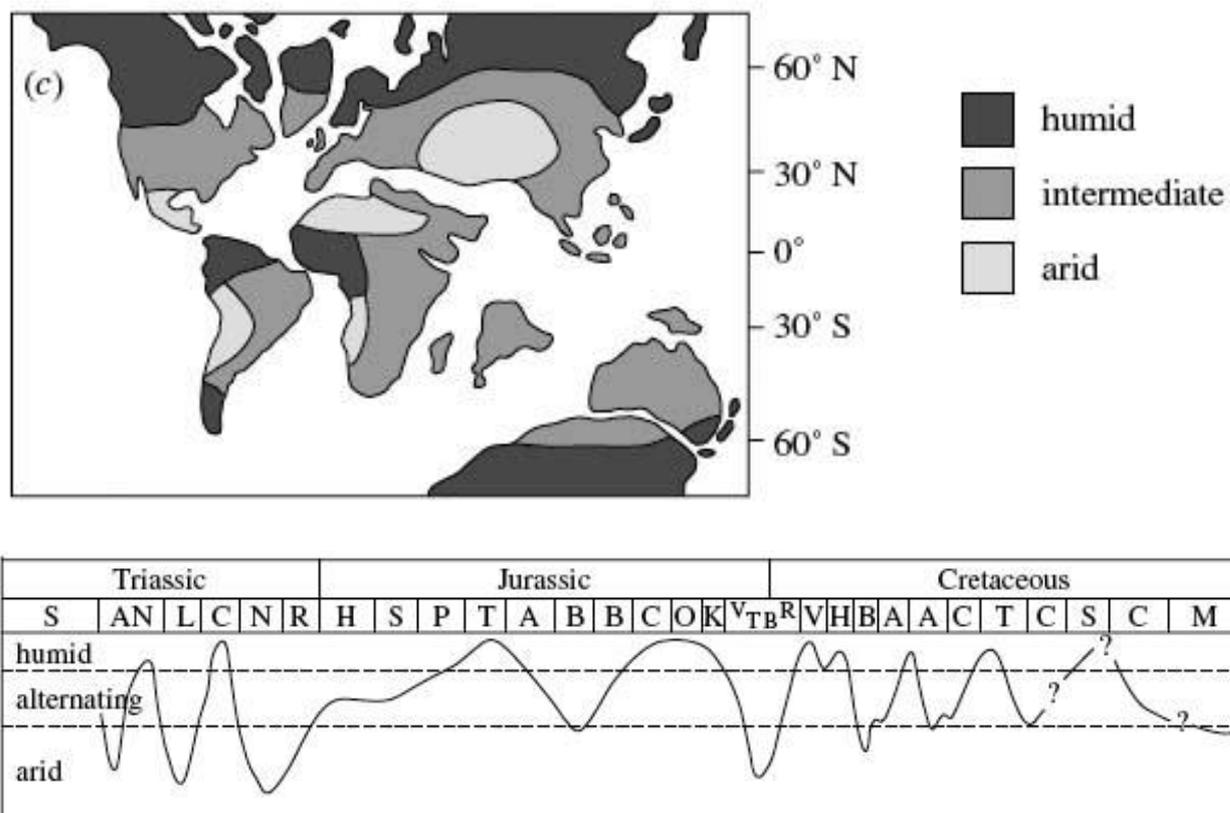


Рис. 6.13. Гумидизация и аридизация климата, по [253]:
вверху области, занятые гумидным (humid), переходным (intermediate) и аридным (arid) типами климата в мелу, внизу – гумидные и аридные фазы в мезозое

В принципе, состояния глобального климата в среднемеловую (апт, альб, сеноман) эпоху хорошо документированы, особенно в тех случаях, когда это касается океанических событий аноксии (англ. Oceanic Anoxic Events,

ОАЕ). Осцилляции климата (влажность, температура), в том числе и для апта, связывались с фундаментальными причинами: массовым выбросом метана на континентах [248], эвстатическими изменениями уровня моря [244], активизацией и увеличением вулканизма на срединно-океанических хребтах и континентах [250] и эмиссией CO_2 [261], увеличением термогалинной стратификации [241].

В Западной Сибири такой теплый влажный климат, аналогичный субтропическому, в температурном отношении поддерживался, вероятно, парниковым эффектом повышенного содержания метана и CO_2 , вызванного вулканическими процессами в близком окружении – в Восточной Сибири, на востоке Енисей-Хатангского прогиба, о-вах моря Лаптевых, Земле Франца Иосифа (см. выше). Вместе с тем в течение года климат не был равномерным, и для него была свойственна сезонность, выражавшаяся прежде всего в существовании сезонов, различающихся температурой и влажностью. Различия в среднегодовом температурном режиме, с температурой, никогда не опускавшейся до отрицательных отметок, были обусловлены, видимо, широтным градиентом. Гипотеза Дж. Прайса [252] о существовании полярных шапок (куполов) льда, пусть даже небольших по размерам и объему, не более 1/6 от современного, нами здесь не рассматривается. Неустойчивость показателей влажности в течение года была вызвана близостью к аридным областям на юго-востоке Западной Сибири, Казахском щите и Туранской платформе. Представляется возможным, что в регионе акватории викуловского бассейна для более теплого времени года (условное лето) были свойственны более высокие показатели влажности, для более прохладного (условная зима) – более низкие.

Подобная сезонность обуславливала различия и в термобарической обстановке в атмосфере над регионом, вызывая ветровую активность. Вероятно, над акваторией викуловского бассейна и прилегающих областей суши господствовали муссонные ветры, столь свойственные современным тропическим, субтропическим областям и некоторым приморским регионам умеренного пояса (главным образом в Азии) (рис. 6.14). Современные летние муссоны, возникающие из-за зон низкого давления над континентом, приносят с моря влажные ветры, а зимой, наоборот, возникая из-за высокого давления над сушей, муссоны приводят к образованию сухих ветров, дующих с континента. Пути этих ветров отклоняются под действием кориолисовой силы, а также осложняются действием других ветров. Муссоны характеризуются завидной регулярностью и постоянством, однако эти качества теряются на стыке сезонов.

В современной Индии ежегодный период муссонов длится 4 месяца с июня по сентябрь и за этот период выпадает ~90 % атмосферных осадков. Интересно, что интенсивность осадков, облачности и силы ветра подчиняется четкой разнопорядковой и разноранговой цикличности, прослеженной, по меньшей мере, за последние 12 млн лет. Это цикличность: а) 40-50-дневная, обусловленная изменчивостью в формировании облаков в зоне конвергенции

(ITCZ – inter tropical convergence zone); б) ~2,7; 3,5; 5, 7, годовая – эффект Эль-Ниньо (El-Nino/La-Nina); в) 9, 11, 22, 30, 45, 60, 80, 95, 150, 180, 245, 584, 1100 лет и циклы 2200 лет – эффект солнечной активности (солнечные пятна); г) 8,9; 13,6; 18, 27,2; 44, 90-95, 180, 1470, 1800 лет и циклы 5000 лет – приливно-отливный эффект в системе Земля-Луна-Солнце; д) ~7, 9, 11, 13, 15, 17, 19, 23, 41, 54, 100 тыс. лет – орбитальные циклы Миланковича; е) 0,4-1,3 млн лет – суперцикл Миланковича (supra-Milankovitch cycle) [234, 245].

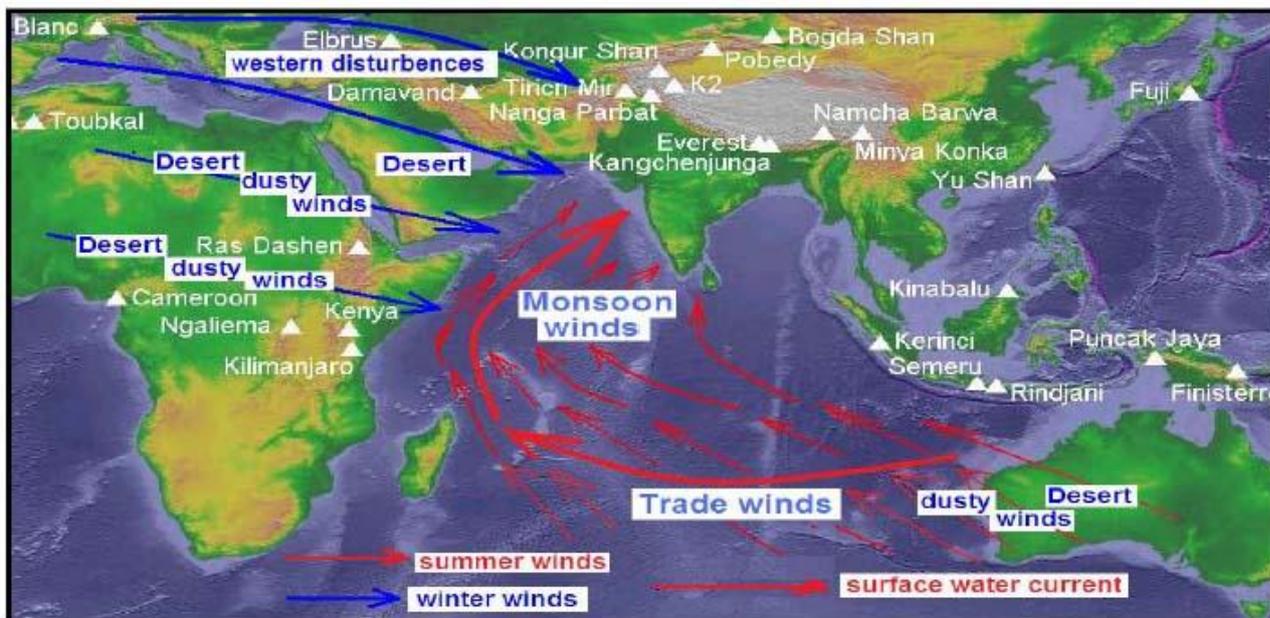


Рис. 6.14. Сезонность в атмосферных (s. 1.) изменениях:
 вверху – господствующее направление ветров в Индийском океане в периоды сезонов муссонов, по [245];
 внизу – муссонные штормы и тяжелая облачность в Индии (слева) и в Аризоне, США (справа), по [Википедия, <http://ru.wikipedia.org/wiki/>]

Что касается источников сноса, то, как уже говорилось, основными областями сноса, поставившими кластический материал в викуловский бассейн, были Уральская горная страна, включая Приполярный и Полярный Урал, представлявшая собой в апте невысокую возвышенность, Пурская возвышенность [157], а также Таймырская и Средне-Сибирская возвышенности и Казахское нагорье.

Зафиксировано поднятие северной части Средней Сибири и расширение Таймырской суши. Восточный склон Урала и Зауралье испытывали вздымание, причем с берриаса-валанжина и до альба (последнее – время максимального поднятия) область размыва испытала интенсивное поднятие со 115 до 664 м [146, 157]. Сочетание повышения базиса эрозии с высокими среднегодовыми температурами и интенсивными атмосферными осадками (напомним, количество осадков изменялось сезонно) давало импульсные вбросы кластического материала в бассейн накопления. Поскольку рассматриваемый район находится в сравнительном удалении от береговых линий Уральской, Таймырской и Средне-Сибирской суши, то его достигал отсортированный песчано-алевритовый материал (песчаный – средней и мелкой размерности). Во многом размывались и континентальные осадки, накопившиеся в юрское время.

Реки и каналы водотоков

В викуловский бассейн впадало множество рек, втекавших в него из разных регионов и по разным направлениям. Можно назвать по меньшей мере три региона питания рек – юго-западный, северо-западный и северо-восточный. Юго-западный участок представляли реки, текшие с горных возвышенностей восточного склона Южного Урала с юга на северо-восток (см. рис. 6.2, 6.3) [157, 182, 203]. Две-три из них, возможно, были весьма крупными. Северо-западный участок – реки, текшие с Приполярного Урала с ориентацией на восток и юго-восток [157], северо-восточный участок – реки, текшие на юго-запад от Таймыра и севера Средне-Сибирской возвышенности [207].

Количество рек и плотность речной сети не поддаются точному учету. Возможно, их было около полутора десятков, как это предлагается в реконструкции А. Л. Медведева с коллегами (рис. 6.15) [145], а может быть, на порядок больше. Скорее всего, среди рек доминировала одна, как показано в упомянутой реконструкции (см. рис. 6.15), но не исключено, что они были равновелики.

Возможно, часть речной сети была унаследована от предшествующего алымского раннеаптского этапа существования морского бассейна в рассматриваемом регионе центра Западной Сибири. Было установлено, что в осевой части Западно-Сибирского палеобассейна на уровне быстринской трансгрессии от основной его части обособился Фроловский осадочный бассейн, который полностью сформировался в период последующей алымской трансгрессии (рис. 6.16). По его периферии наблюдались сейсмофации с относительно плоской границей в кровле и вогнутой границей в подошве, врезающейся в нижние слои (см. рис. 6.16). Предполагается, что этот тип сейсмофаций образован мощными транзитными системами водотоков, по которым осуществлялась транспортировка грубообломочного осадочного материала на шельфовой платформе; в отдельных «карманах» должны сохраниться остатки грубозернистого материала, и, следовательно, существует вероятность обна-

ружения литологических ловушек УВ [29, 107]. Такая палеогеоморфология трактуется как авандельтовые системы в условиях удаленности приемного бассейна от источников сноса и его замкнутости. Каналы подводящих водотоков примерно равновелики.

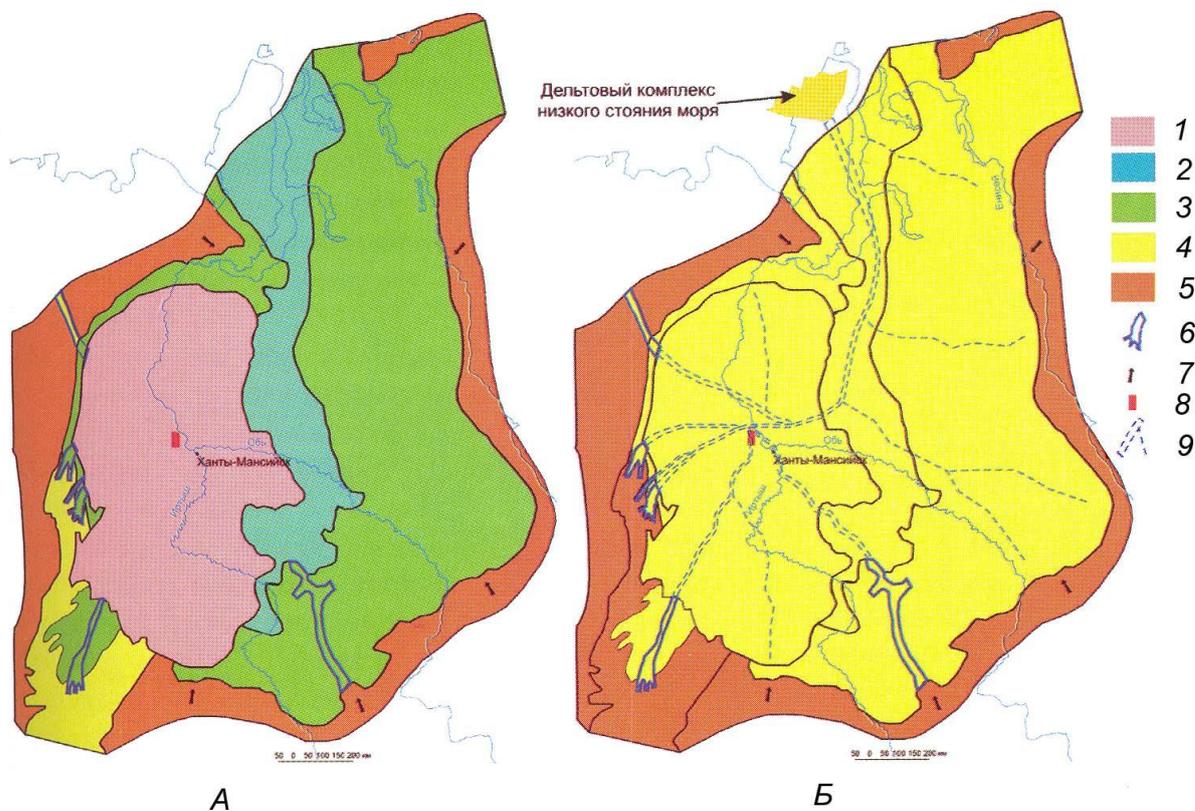


Рис. 6.15. Палеогеографическая карта на время накопления пластов VK_1 - VK_3 (поздний апт) викуловской свиты в период высокого стояния уровня моря (А) и концептуальная модель возможного развития речной сети и дельтового комплекса в период низкого стояния моря (Б), по [145, с небольшими сокращениями]:

1 – мелкое внутреннее море, залив, озеро с пониженной соленостью/пресное озеро; 2 – равнина прибрежная, временами заливавшаяся морем; 3 – равнина низменная, аккумулятивная; 4 – равнина денудационно-аккумулятивная; 5 – равнина возвышенная; 6 – речные долины; 7 – главные направления сноса осадочного материала; 8 – контур месторождения; 9 – возможные продолжения речных долин в период низкого стояния уровня моря

Разумеется, вполне возможно предположить наличие крупной доминирующей реки, связанной с позднеаптским викуловским бассейном, однако следует помнить, что такой водоток не имеет никакого отношения к современным великим рекам Сибири. С нашей точки зрения, нежелательно связывать эту вероятную реку ни с Обью, ни с Енисеем, пусть даже посредством добавления префикса «пра», как нередко делается. Этого не следует делать хотя бы потому, что термины «пра-Обь» и «пра-Енисей» в геологической литературе тесно связаны только и исключительно с третичной и четвертичной палеогеоморфологией Западно-Сибирской равнины. Вместе с тем новые дан-

ные показывают, что, вопреки сложившемуся мнению о плиоценовом начале Оби и Енисея, формирование пра-Оби началось в конце раннего плейстоцена и продолжалось в среднем, а формирование пра-Енисея – в конце эоплейстоцена [83].

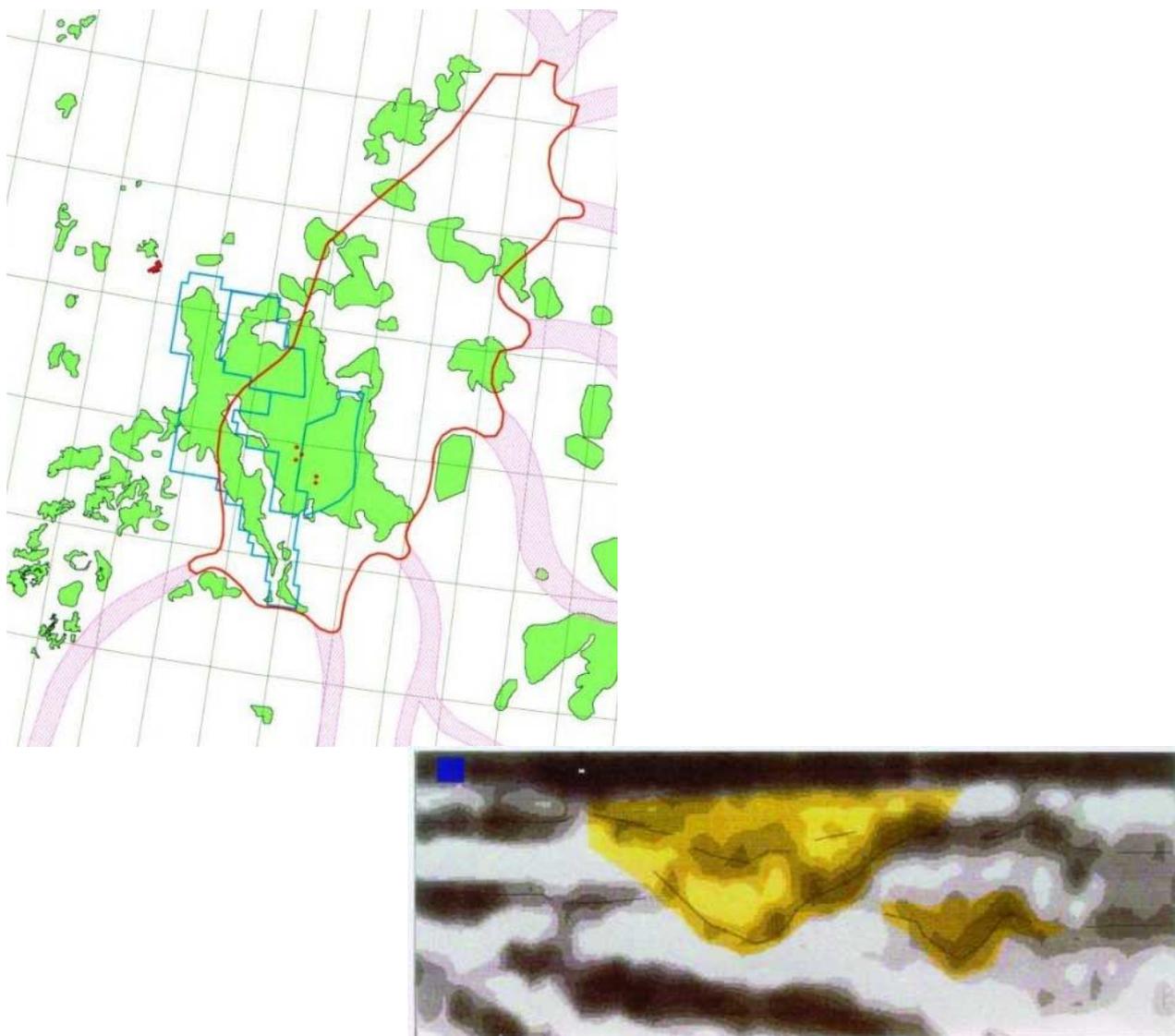


Рис. 6.16. Возможная речная сеть:
 вверху, по [29]: Фроловский раннеаптский бассейн и его границы (отмечены красным цветом), вероятные водотоки (отмечены бледно-сиреневым);
 внизу, по [107]): сейсмооблик подводящего канала транзитной авандельтовой системы

Кроме того, в условиях совершенно плоской равнины с уклонами в доли градуса к центру и такого же порядка общего уклона к северо-востоку, с абсолютно нерасчлененным рельефом и болотного типа растительностью на равнине и островах, такие водотоки не могли формировать русла, долго существовавшие в закрепленных границах и поддерживающие определенный контур. Русла, не фиксируемые в своих границах мощной корневой системой лесов, постоянно мигрировали в своих пространственно-временных координатах. Помимо основных русел существовало множество боковых проток,

слепых протоков, поперечных каналов, стариц и др., также постоянно мигрировавших. В местах впадения рек в викуловский бассейн формировались мощные дельты, которые также были неустойчивы и постоянно видоизменялись.

В самом прибрежье, вблизи береговой линии в областях развития ваттов и маршей, к ним добавлялись каналы водотоков (желоба стока), формируемые ваттами. Как уже указывалось выше, желоба стока являются характерной особенностью ваттовых побережий, однако обнаружить желоба в разрезах древних толщ довольно трудно, так как их легко можно принять за прослой аллювия.

К любопытным особенностям таких погребенных желобов, изученных, например, в плейстоценовых осадках Печоры и Оби, можно отнести приуроченность к понижению древней поверхности ватта линзы мелкозернистого, непылеватого, светло-серого, неслоистого песка, заметно отличающегося от тонкозернистого, горизонтальнослоистого, пылеватого, зеленовато-серого песка вмещающей толщи (рис. 6.17) [130]. Верхний контакт линзы параллелен слоистости ватта. Слойки песка, перекрывающие этот контакт, далее в разрезе ватта тянутся горизонтально, боковой контакт срезает горизонтальные слои вмещающей толщи. Песок в линзе несколько огрубляется книзу (примесь среднезернистой фракции). Близ верхнего контакта в линзе светло-серого песка отмечаются длинные, полого выклинивающиеся тонкие прослойки мелкого зеленовато-серого песка, как бы проникшего в нее из боковых пород. Над верхним контактом горизонтальнослоистые зеленовато-серые кварцевые пески переслаиваются с линзовидно выклинивающимися по простиранию прослойками однородного мелкозернистого светло-серого песка, аналогичного тому, который выполняет желоб стока [130].

Казалось бы, накопление горизонтально наслоенной пачки тонких песков, происходившее в спокойных условиях, на некоторое время прекратилось, и эта пачка подверглась линейному размыву, сопровождавшемуся отложением более грубых, промытых светло-серых песков. Следы размыва запечатлены в несогласных контактах этих отложений с вмещающей пачкой. Однако, во-первых, во вмещающих линзу горизонтальнослоистых песках нет ни малейших намеков на сколько-нибудь существенный перерыв в процессе осадконакопления, к которому можно было бы приурочить линейный размыв. Во-вторых, нижний контакт линзы, несмотря на то, что он очень резкий, свидетельствует лишь о весьма незначительном донном размыве, так как сохранилось «законсервированное» понижение древнего рельефа и лишь немного размыта лента голубовато-серого глинистого песка. Наконец, в-третьих, внутри линзы отмечаются прослойки тонких зеленовато-серых песков, словно протянувшихся из вмещающей пачки. Таким образом, более реален следующий вывод: накопление более грубых песков в линзе и более тонких пылеватых горизонтальнослоистых песков во вмещающей пачке происходило *одновременно*, несмотря на резкие контакты «размыва». Именно так происходит накопление осадков в желобах стока на современных ваттах [189], причем важно, что борта этих желобов закреплены густой галофитной растительностью [130].

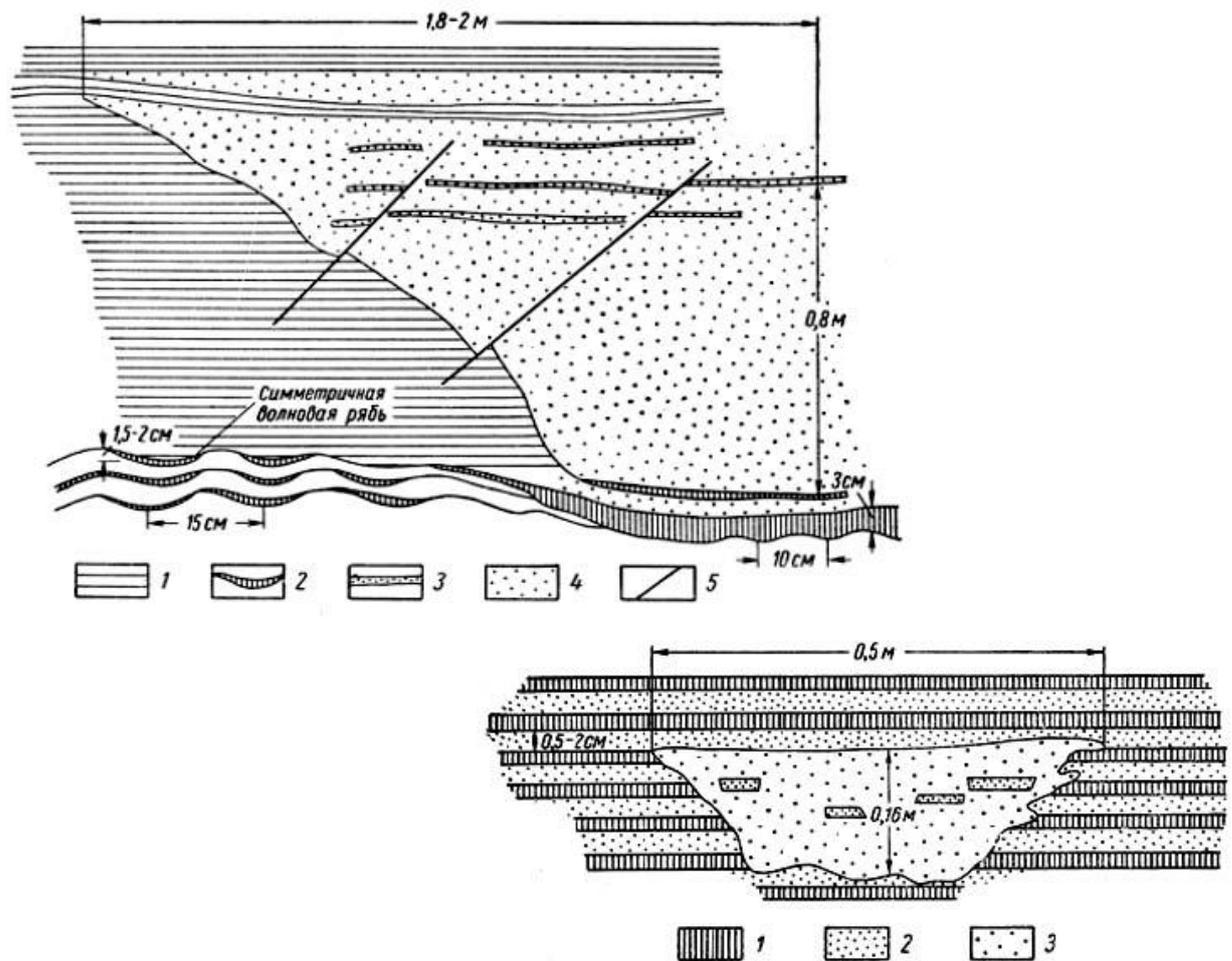


Рис. 6.17. Желоба стока в ваттах в плейстоценовых осадках бассейна Средней Печоры, по [130]:

вверху – поперечный разрез желоба стока: 1 – тонкозернистые горизонтальнослоистые зеленовато-серые пески; 2 – голубовато-серые глинистые пески; 3 – прослои песков внутри желоба стока, аналогичные пескам вмещающей толщи; 4 – неслоистые мелкозернистые светло-серые пески; 5 – разрывы;

внизу – поперечный разрез мелкого желоба стока: 1 – тонкозернистый серый песок; 2 – мелкозернистый светло-серый песок; 3 – неслоистый мелкозернистый светло-серый песок

Ветровая активность и результаты ее влияния

Выше говорилось, что, вероятно, над акваторией викуловского бассейна и прилегающих областей низкой суши господствовали муссонные ветры. Известно, что пути этих ветров отклоняются под действием кориолисовой силы, а также осложняются действием других ветров. Напомним также, что викуловское море-озеро изобиловало песчаными островами, косами, барами, пляжами, периодически затапливаемыми. Острова, косы, бары постоянно и неоднократно размывались, донный песчано-алеврито-глинистый осадок так же постоянно и неоднократно перемывался, перемешивался и переносился. Вероятно, в перемешивании и переносе донного осадка активную роль игра-

ло волнение, вызываемое ветрами и особенно усиливавшееся в периоды смены сезонов, характеризующиеся особо сильными ветрами и штормами.

Влияние ветров на общую гидродинамику викуловского бассейна было, видимо, значительным. В целом, когда ветер дует над водой, он создает на поверхности напряжение в направлении своего действия, но реакция водного бассейна на воздействие ветра сильно осложняется рядом факторов.

В любом случае, даже при отсутствии ветров, вода в бассейне или его части находится в состоянии постоянного движения, вызываемого силой вращения Земли вокруг своей оси, и испытывает влияние ускорения кориолиса, направленного точно под прямым углом к направлению движения. Величина этого ускорения возрастает с увеличением скорости объекта и вертикальной компоненты скорости вращения Земли; в Северном полушарии оно направлено вправо от направления движения (инерциальное колебание). Если бы вода была изотропной, то движение воды в бассейне кориолисовым ускорением закручивалось бы в спираль в общем северо-восточном направлении (результатирующая движения с запада на восток, с юга на север). В реальных условиях анизотропной воды общее северо-восточное направление осложняется экмановской спиралью, и движение становится петлеобразным (серия петель). Спираль Экмана – это последовательность эффектов изменения скорости и движения слоев воды, обусловленная трением. На определенной глубине течения и силы трения, связанные с ними, становятся пренебрежимо малыми; и весь слой воды над этой глубиной называется экмановским слоем. По некоторым оценкам [196], нижняя граница экмановского слоя находится на глубине 100 м. В экмановском слое поверхностный поток, вызываемый ветром, всегда отклоняется немного вправо по отношению к ветру. Общий перенос воды непосредственно в движущемся экмановском слое составляет примерно 2 т/с через каждый 1 кв. м поверхности. Это значительный поток воды, хотя он меньше, чем перенос в главных океанских течениях.

Кроме того, возвышенности на побережьях сухопутных обрамлений бассейнов ориентируют ветры в нижних слоях атмосферы вдоль горных массивов, а те, в свою очередь, направляют средний экмановский поток. Поток, приобретающий характер постоянного течения, направлен вправо или влево, в зависимости от направления господствующего вдольберегового ветра (с севера на юг – влево; с юга на север – вправо), но в любом случае от берега. Отметим также дрейфующие течения, возникающие в результате однократных природных явлений (землетрясения, волны цунами, особо сильные штормы или ураганы), эффект от воздействия которых может наблюдаться годами.

Не следует также забывать о силе ветров, дующих над водной поверхностью. При ветрах, скорость которых превышает 12 м/с, а время действия и разгон (расстояние, пройденное над водой) достаточны, развивается существенное волнение. Ветер со скоростью 20 м/с может создать волны в 8-10 м

высотой. Если предположить, что напряжение ветра^{*)} возрастает по меньшей мере как квадрат скорости ветра, то становится ясным, что сильные ветры производят гораздо более сильный эффект, чем можно было ожидать, если исходить из частоты их повторяемости. Пять часов штормового ветра в 30 м/с передадут воде больше количества движения, чем слабые бризы (5 м/с) за неделю. Если при сильных ветрах напряжение на поверхности увеличивается заметно быстрее, чем квадрат скорости ветра, то передача количества движения океану во время случайного шторма больше, чем во время долгодействующих ветров средней силы [196].

Суммируя сказанное, можно отметить следующее. Викуловский бассейн, сравнительно узкий и длинный, вытянутый в направлении с юга на северо-восток, находился почти в центре (с некоторым смещением к западу) гигантской выровненной площади, унаследованной от раннеаптского времени. По его периферии на континентальной суше располагались низкие горные массивы Уральской страны (запад и северо-запад), Пурской и Таймырской возвышенностей (север), Среднесибирской возвышенности (восток) и Казахского плоскогорья (юг) [20]. Восточно-Гыданским проходом бассейн был связан (непостоянно) с Палеоарктическим океаном, через который в бассейн викуловского моря втекали компенсационные воды и оттекали отгонные. При этом под отгонными понимаются воды, отжатые в результате кориолисова и экмановского воздействий ветровым напряжением и др.; а под компенсационными – воды, втекшие в бассейн взамен отогнанных. Этим поддерживался некий баланс круговорота вод. Через данный проход сбрасывался и избыток речного стока.

Викуловское море было мелководным, с обилием низких песчаных островов. Сезоны повышенной и пониженной влажности чередовались друг с другом, и на стыке сезонов возрастала ветровая активность. Периодически сила ветров достигала ураганной. Господствующее направление ветров над водной гладью викуловского бассейна, как это свойственно Северному полушарию, было западным, осложнявшееся южным (рис. 6.18). У континентальных побережий ветры становились вдольбереговыми, отгоняя воду от побережий. Напряжение, создаваемое ветрами на водную поверхность, порождало волнение, перемывавшее низкие песчаные острова, и более или менее устойчивые, ветровые нагонные течения. Нагонные воды углубляли и расширяли ваттовые желоба стока.

Ветровые течения, накладываясь на кориолисово-экмановский эффект движения вод, приливно-отливные течения и конусы выноса рек, приводили к возникновению сложной сети переплетающихся водотоков, для которой в целом было свойственно хаотичное сочетание центростремительных и центробежных направлений. Ближе к Уралу, т. е. к западу, направление потоков было субмеридиональным северо-восточным, под относительно острыми, до

^{*)} Напряжение – давление, создаваемое ветром на поверхности, измеряемое в т/кв. км. Напряжение ветра в 10 м/с на гладкую поверхность (стекло) составляет около 10 т/кв. км.

45° и более, углами к северо-востоку. Ближе к центру направления становились субширотными, с выполаживающимися углами, а ближе к северу (Таймыр) направления могли восставать под прямым углом к западному ветру.

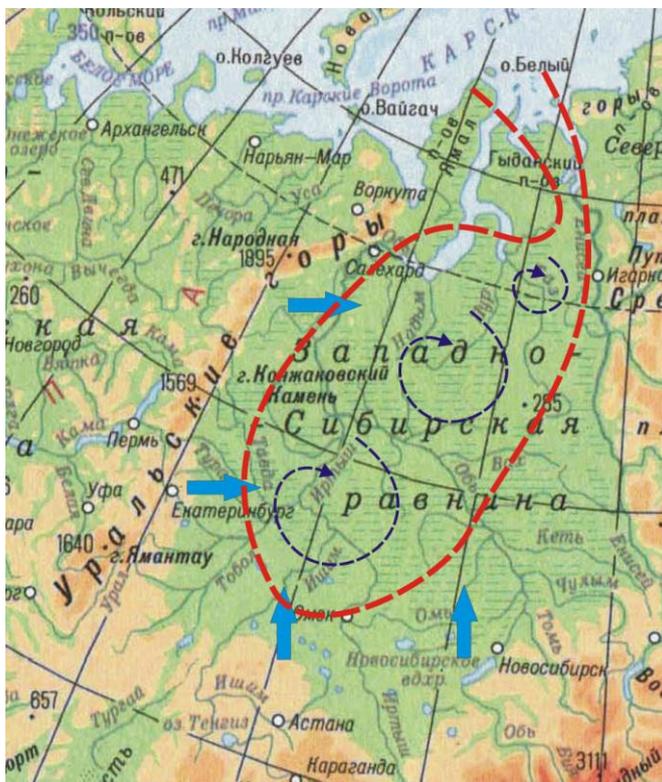


Рис. 6.18. Примерная схема господствующих ветров (голубые стрелки), течений (синие стрелки) в викуловском бассейне (красная линия)

Эти потоки вод, затрагивавшие всю водную толщу от поверхностной пленки до придонных слоев, промывали в рыхлом донном грунте подводные врезы глубиной, возможно, до 5-10 м. Подводные врезы (русла, каналы, каньоны водотоков) могли быть шириной несколько километров, что позволяет в отдельных случаях фиксировать их на сейсмограммах [107, 145]. Количество, протяженность и ориентация сохранившихся врезов соответствовали наиболее устойчивым потокам, что в отдельных случаях также может быть фиксировано сейсмографическими исследованиями. Врезы могли существовать только то время, пока действовала сила, которая вызвала их к жизни, – устойчивый ток воды в некотором определенном направлении. Прекращение действия силы или перемена ее направления приводили к быстрому размыванию бортов вреза, завалу его осадком в результате действия волн. Растительность болотного типа с ее слабой корневой системой не была способна удерживать долгое время борта.

6.3. Палеогеография и модель формирования группы коллекторов ВК₁₋₄

Всего нами в ходе работ был задокументирован керн по 17 скважинам (см. табл. 2.5), в основном расположенным в узкой субмеридиональной полосе, протянутой вдоль восточной окраины Краснотенинского месторождения (см. рис. 2.7). Такое положение скважин почти «в линию» не позволяет выполнить полноценные палеогеографические реконструкции, поскольку для

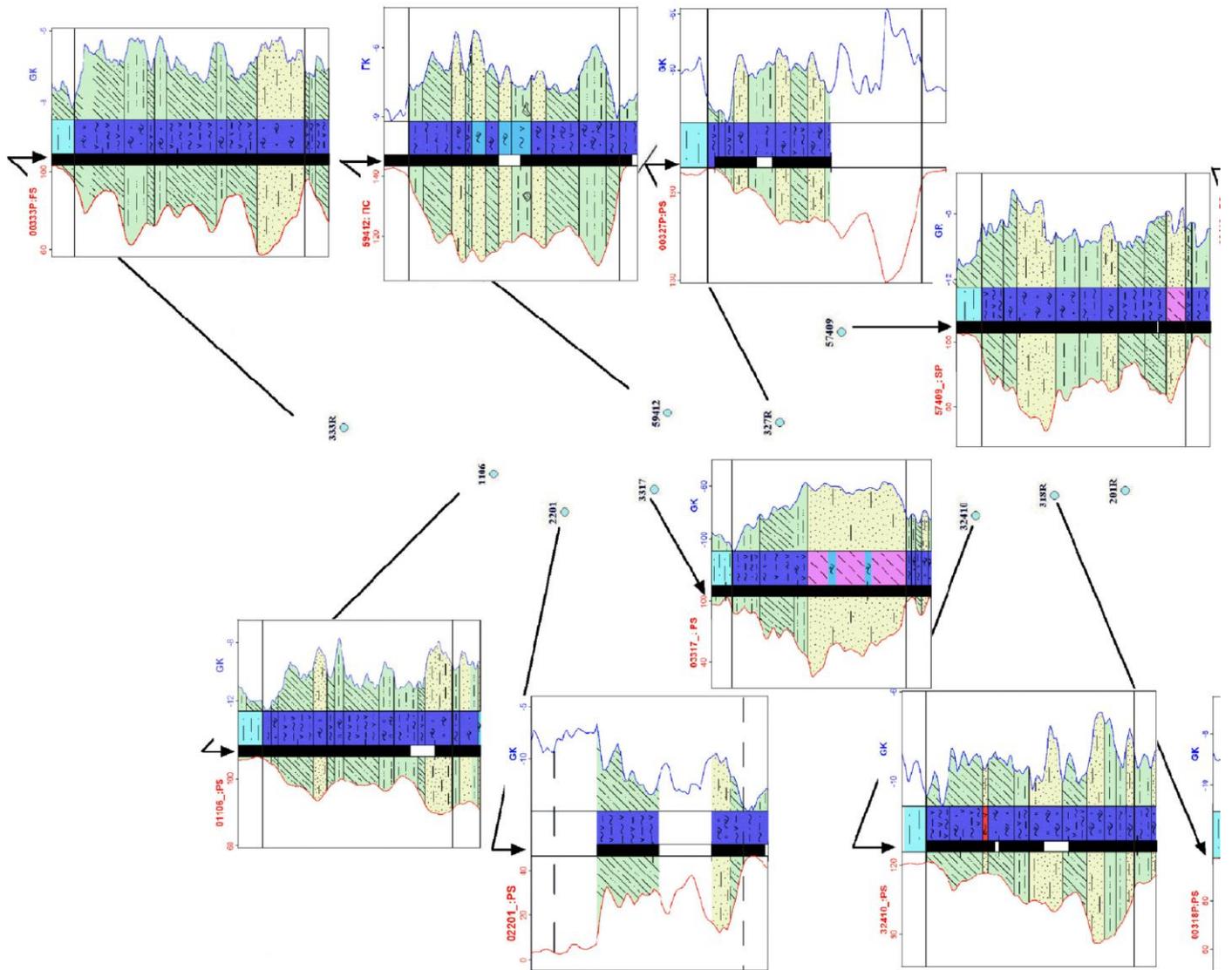
последних априорно необходим охват некоторой *площади*, характеризующейся двумя близкими по длине измерениями. Однако некоторые представления по латеральному изменению обстановок осадконакопления мы все же постарались получить.

Для этого построены фрагменты колонок всех изученных скважин или их своего рода «паспорта», по примеру показанных на рис. 5.3-5.5. В соответствии с выполненной корреляцией (см. п. 5.3), для выделенных коллекторов ВК₁ и ВК₂ соответствующие паспорта вынесены на карты, приведенные на рис. 6.19 и 6.20. Характеристика показанных «паспортов» или коллекторов соотнесена с основными типами электрофаций, приведенными на рис. 2.4, и сведена в табл. 6.1. Даже такая приближенная оценка показывает, что в своем большинстве характер основных кривых ГИС, обусловленный в первую очередь изменением гранулометрического состава пород, имеет форму **колокола**, что детально охарактеризовано для коллектора ВК₁ в п. 5.3 (см. рис. 5.18). Как уже отмечалось, эта конфигурация более всего (и добавим: почти идеально) подходит к фации **вдольбереговых трансгрессивных баров и подводных валов В. С. Муромцева**, общая характеристика которой приведена в п. 5.2 (см. рис. 5.10). При сходстве общей конфигурации кривой ПС, отличием изученного комплекса является существенно меньшее значение $\alpha_{\text{ПС}}$ (0,4-0,6 вместо 0,6-1,0), что объясняется более тонкозернистым составом пород (алевролиты крупнозернистые – песчаники тонкозернистые с Md 0,03-0,125 вместо 0,1-0,25).

Таблица 6.1

Сравнительные характеристики коллекторов ВК₁ и ВК₂ по изученным скважинам (см. рис. 5.10, 5.18)

Скважина	Коллектор ВК ₁		Коллектор ВК ₂		
	характер	символ	характер	символ	примечание
203	Колокол	△	Колокол (?)	△	Недостаточный выход керна
318	Колокол	△	–		
327	Колокол	△	–		
333	Цилиндр	□	Колокол (?)	△	Мало керна
341	Колокол	△	–		
1005	Цилиндр	□	Колокол	△	
1106	Колокол	△	Цилиндр	□	
2201	Колокол (?)	△	Глинизирован	┃	
3317	Воронка	▽	Цилиндр	□	
9301	Колокол	△	Колокол	△	
30109	Колокол	△	Колокол	△	
31627	Колокол	△	Колокол (?)	△	Частично глинизирован
32410	Колокол	△	Глинизирован	┃	
57409	Воронка	▽	–		
59412	Цилиндр	□	Колокол	△	
93123	Колокол	△	Цилиндр	□	



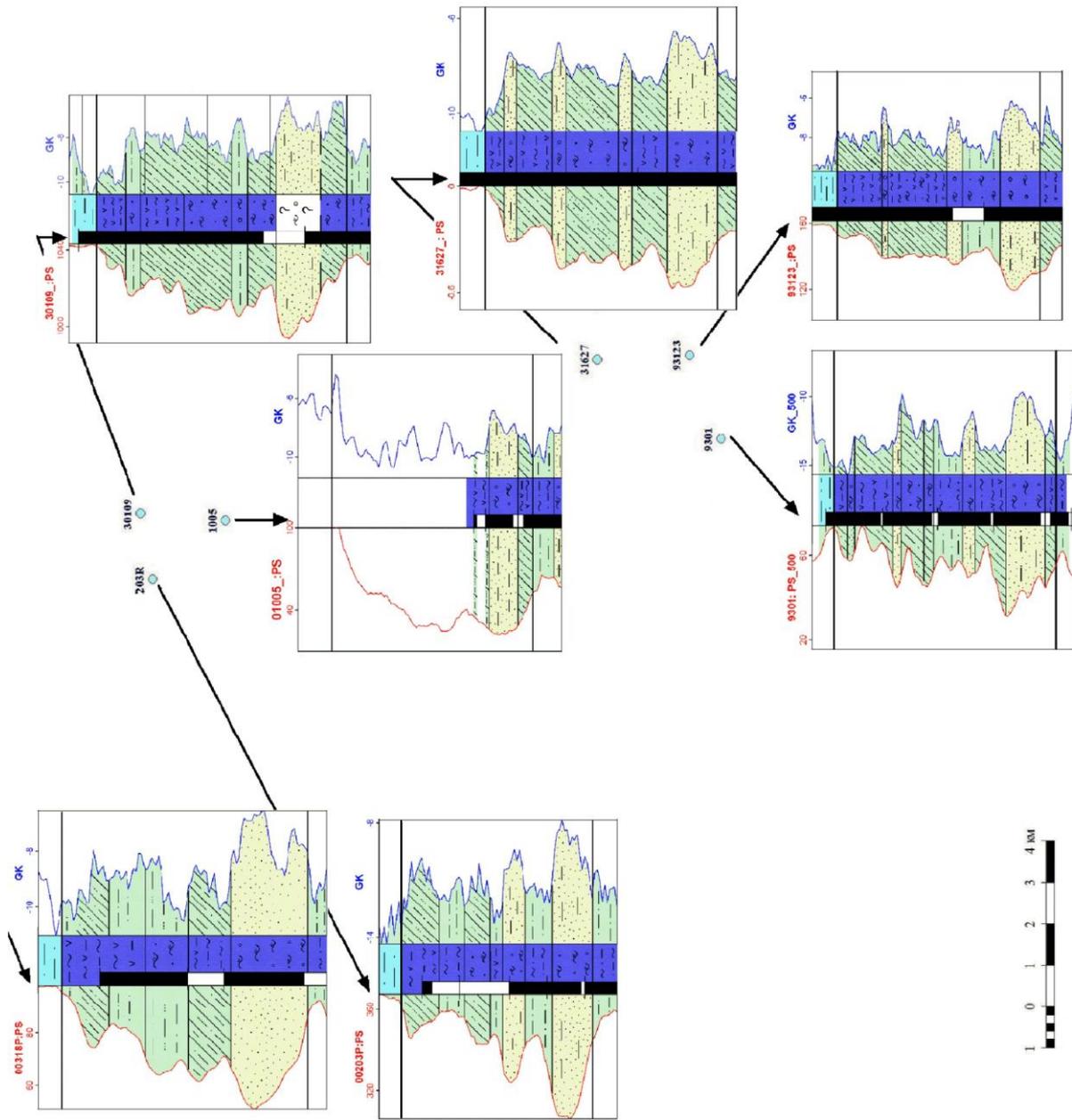


Рис. 6.19. Расположение «паспортов» коллектора ВК₁ на площади

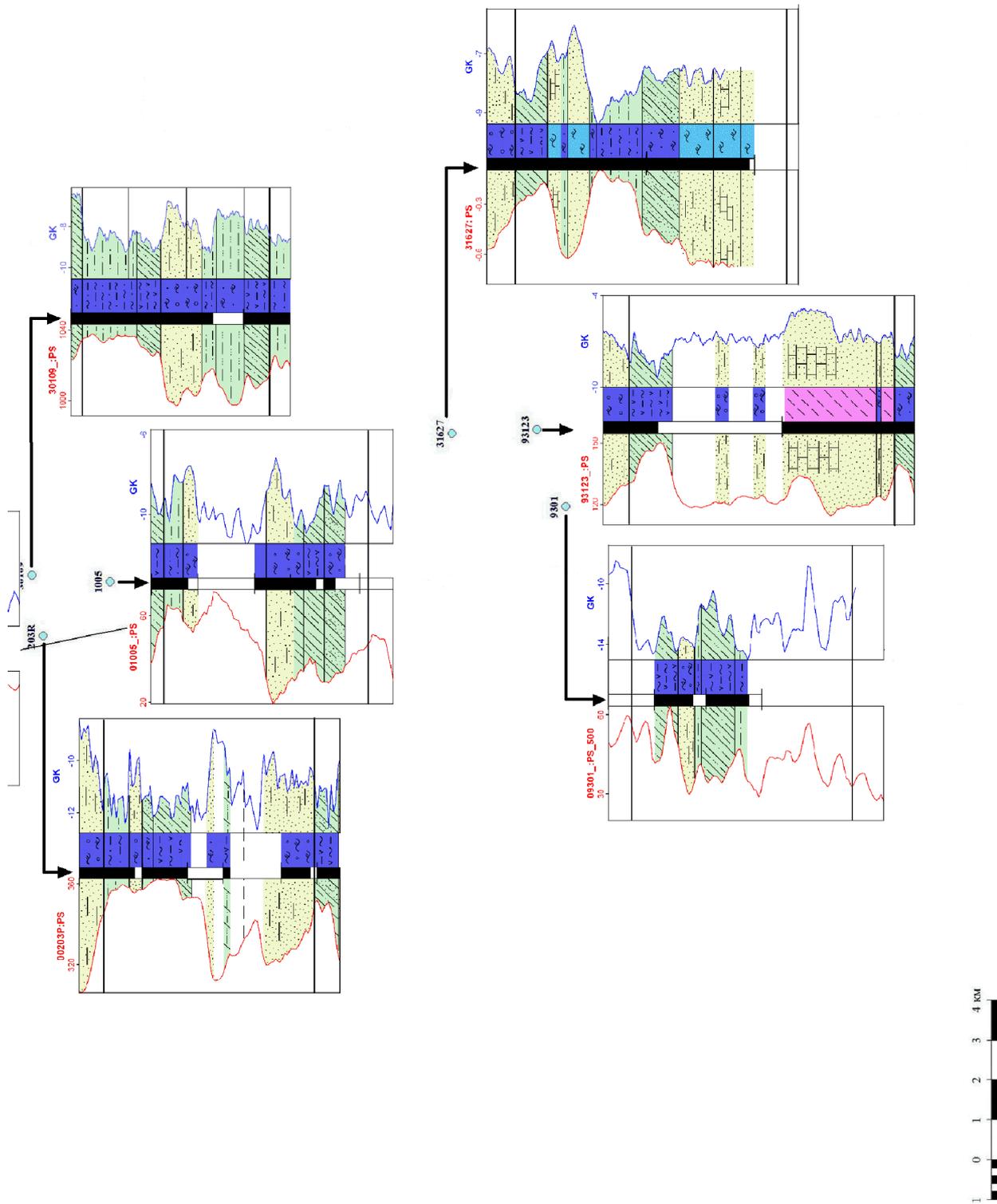


Рис. 6.20. Расположение «паспортов» коллектора ВК₂ на площади

Такой обобщенной характеристике отвечают 11 «паспортов» из 16 приведенных. Другой вид – близкий к «цилиндру» и даже «воронке», коллектор ВК₁ имеет, соответственно, в скв. 333, 1005, 3317, 57409 и 59412. Все они расположены в северной части месторождения, и к их характеристике мы вернемся ниже.

В несколько ином виде предстают предъявленные «паспорта» для коллектора ВК₂ в количестве 12 штук (см. рис. 6.20, табл. 6.1), что собственно и следует из корреляции разрезов, описанной в п. 5.3. Так, по ряду скважин налицо высокое сходство характеристики ВК₂ с описанным выше ВК₁ («колокол» или, точнее, «зазубренный колокол»). В то же время, аналогично коллектору ВК₁, в ряде случаев и конфигурация кривой, и (что самое главное!) фаціальный состав выглядят существенно иным. Прежде всего, это относится к скв. 1106 и 93123, в которых форма кривой ПС соответствует фации подводной равнины дельтового комплекса (см. рис. 5.10), а также скв. 3317, где налицо соответствие фации устьевых баров. Неудивительно, что сам этот факт и верифицирует, и верифицируется генезисом отложений по результатам документации керн (см. рис. 5.4). Кроме того, в скв. 2201 и 32410 коллектор ВК₂ глинизирован, и его генезис по характеру кривой ПС соответствует прибрежному мелководью [149].

Изложенное систематизировано в приведенной выше табл. 6.1. С чисто статистических позиций укажем, что из тех 10 скважин, по которым есть керн как по коллектору ВК₁, так и по ВК₂ (кроме 2201 и 32410, где коллектор ВК₂ глинизирован), по четырем (203, 9301, 30109 и 31627) структура коллекторов вида «колокола» совпала. Не «колокольное» строение одного из коллекторов имеет место в шести скважинах (333, 1005, 1106, 3317, 59412 и 93123). При этом в пяти из них либо коллектор ВК₁, либо коллектор ВК₂ все же имеет форму «колокола», и только в скв. 3317 в обоих случаях налицо нетиповые варианты – соответственно «воронка» и «цилиндр». Дополним этот факт и тем, что данная скважина является единственной, где уверенно охарактеризован подводно-дельтовый комплекс осадков (см. рис. 5.4).

Переходя к собственно палеогеографической компоненте, то есть распределению типов разрезов коллекторов ВК₁ и ВК₂ по площади, отметим следующее (см. рис. 6.19, 6.20):

1. Для коллектора ВК₁ основной тип разреза в виде «колокола» сосредоточен на основной же части территории. Иные типы, обусловленные поточковой дельтой, характерны для северной части (т. н. Кальмановская долина): это скв. 3317 и 57409 («воронки»), а также 59412 («цилиндр»).

2. Для коллектора ВК₂, наряду с сохранением такого же «колоколообразного» строения интервала по многим скважинам, более характерно «обратное» строение горизонта. Это наблюдается как на севере территории (скв. 1106), так и на юго-востоке (скв. 93123 и отчасти 31627 в нижней части). Последними фиксируется т. н. Сеульская долина, относимая авторами ее выделения к эстуариям [145].

3. Главное, что следует из анализа выполненных карт, это блоково-«шахматное» распределение типов коллекторов, со смещением примерно 8-10 км в меридиональном направлении. Разграничение территории s. 1. контролируется межлопастными возвышенностями, фиксируемыми глинизацией коллектора $ВК_2$ в скв. 2201 и 32410, а также «сквозным» опесчаниванием коллектора $ВК_2$ и нижней части $ВК_1$ в скв. 1106 (отсутствие «перемычки» $ВК_{1/2}$). В принципе подобная «шахматная» смена направленности процессов осадконакопления имеет как вертикальный, так и латеральный векторы направленности, что требует дальнейшего осмысления и изучения.

Последнее положение существенно «стыкуется» с давно известным «шахматным» расположением депоцентров как ачимовских, так и неокомских песчаников [148 и др.]. При этом допускаются как сингенетические, так и постгенетические причины этого явления. Поскольку данный вопрос представляет немалый практический интерес, приведем две цитаты из публикаций последних лет издания.

1. «При всем многообразии факторов, обуславливающих формирование депоцентров ачимовских песчаников, уже давно отмечается шахматный порядок их расположения. Это обстоятельство можно объяснить различной степенью уплотнения депоцентров песчаников ачимовской толщи и разделяющих их преимущественно глинистых перемычек. Песчаники уплотняются значительно меньше, чем глины. Соответственно, депоцентры песчаников создавали холмистый рельеф в зоне бровки шельфа последующего секвенса, а разделяющие холмы впадины отвечали глинистым перемычкам между депоцентрами (рис. 6.21)» [89].

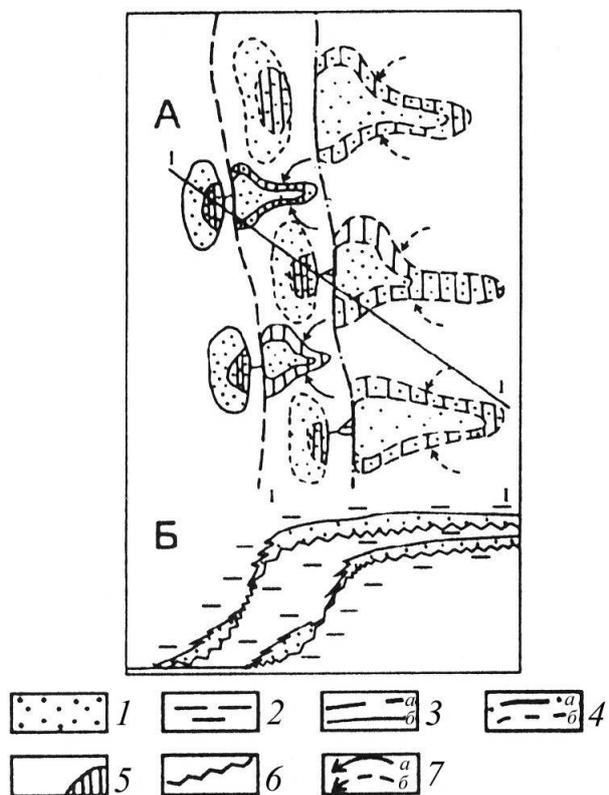


Рис. 6.21. Модель связи накопления шельфовых и ачимовских песчаников [89]:

А – схема распространения депоцентров песчаников в сопредельных секвенсах (клиноформах); *Б* – схематический геологический разрез по линии I-I.

1 – песчаник; 2 – аргиллит; 3 – контуры границ вышележащего пласта: *а*) бровки шельфа; *б*) депоцентров песчаности шельфовых отложений и ачимовской толщи; 4 – контуры границ нижележащего пласта: *а*) бровки шельфа, *б*) депоцентров песчаности шельфовых отложений и ачимовской толщи; 5 – зоны наиболее вероятного распространения неструктурных ловушек УВ в шельфовых отложениях и ачимовской толще; 6 – поверхность размыва; 7 – направления сноса песчаного материала: *а*) вышележащего пласта, *б*) нижележащего пласта

2. В песчаниках неокомских коллекторов «... депоцентры конусов выноса располагаются в шахматном порядке. Там, где в более древнем конусе выноса наибольшие мощности, в перекрывающем его пласте мощности уменьшаются, и зоны наибольших мощностей сдвигаются. Это связано с тем, что наибольшая мощность отложений накапливается в понижениях рельефа, и на время формирования следующего пласта в этом месте возникает возвышение из песчано-алевритовых отложений [204].

Отмеченное в работе [227] «отсутствие шахматного порядка распределения *суммарных* (курсив наш. – *Авт.*) мощностей песчаников ачимовской толщи» лишний раз подтверждает правильность указанной тенденции и по сути верифицирует предлагаемую мутационно-миграционную модель (см. п. 5.3).

Общую палеоландшафтную характеристику коллекторов группы ВК₁₋₄ характеризует схема-модель, приведенная на рис. 6.22. Она «вобрала» в себя все модельные представления о макрофациях, изложенные в главе 4. Для коллекторов ВК₁ и ВК₄ почти нацело, а для ВК₂ и ВК₃ – в преимущественной степени палеогеографическая обстановка представляется в следующем виде.

Характер строения толщи викуловской свиты (частое неритмичное переслаивание тонких прослоев глинистых алевритов и алевритистых глин) показывает, что накопление ее осадков происходило с многократными кратковременными остановками, в течение которых накопленный и незакрепившийся алеврито-глинистый материал перемывался и переносился с места на место. Поскольку глубина водного бассейна в это время была небольшой, по-видимому, не более 30 м в наиболее глубоких частях, и, скорее всего, составляла 0-15 м, то наиболее вероятным агентом перемыва и переноса осадка следует считать течения и ветровое волнение, особенно усиливавшееся в периоды смены сезонов года. Иными словами, здесь наблюдается классическая картина развития диастемальных перерывов в осадконакоплении по схеме Дж. Баррелла, причем оценить объем и масштаб диастем не представляется возможным (в настоящее время не существует инструментов, позволяющих произвести подобную оценку).

Мезо- и мономиктовые мелкозернистые песчаники коллекторов, а также глинистые алевролиты и алевритистые глины перемычек между коллекторами и остальной части викуловской свиты насыщены мелким углистым растительным детритом. Естественно, в глинистых разностях детрита больше, что подчеркивается их более темным цветом. В песчаниках коллекторов углистого детрита сравнительно немного. Можно предположить следующий механизм образования такого детрита. В отдельные эпизоды участки территории могли полностью осушаться с последующим затоплением и размывом накопившейся в сухопутной фазе органической массы. Кратковременно возникавшие осушенные песчаные острова, косы, пересыхающие лагуны были покрыты ковром обильной травянистой растительности с редкими вкраплениями кустарников и деревьев, образующих своеобразный биотоп болотного типа. Помимо мхов, травянистую составляющую в нем выполняли хвощи, плауны и папоротникообразные, но не истинные травы из покрытосеменных

растений (осоки, злаковые). Все же он продуцировал огромное количество растительной биомассы, и степень производства органического вещества растениями значительно превышала степень их разложения. К примеру, болотные растительные сообщества апта Приморья с доминированием циатейных, диксониевых, глейхениевых и схизейных папоротникообразных и присутствием хвойных и гинкговых деревьев привели к образованию смолистого угля (рабдописсита) липовецкой свиты аптского возраста [55].

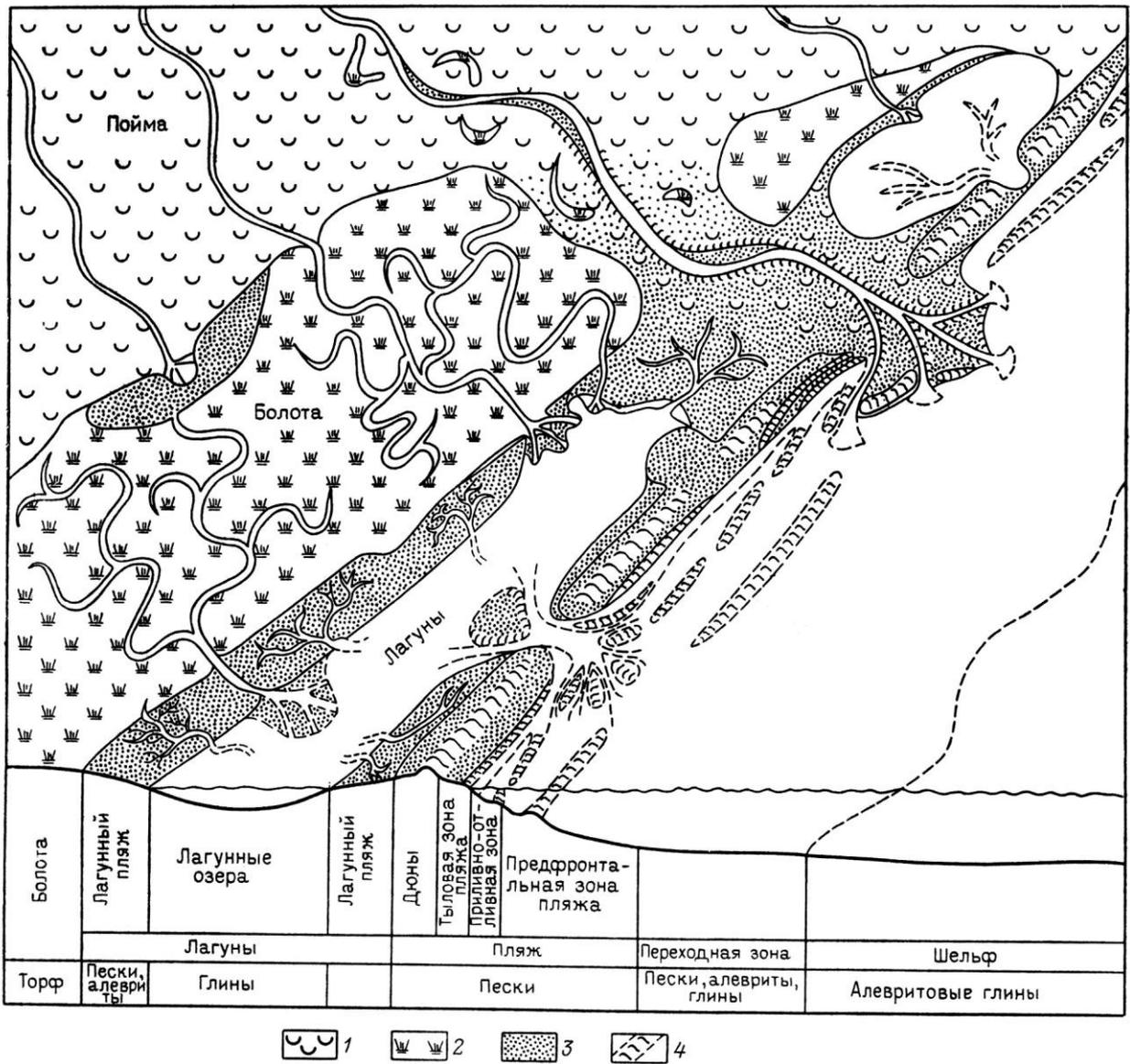


Рис. 6.22. Реконструкция прибрежных геоморфологических структур в меловое время, иллюстрирующая различные обстановки осадконакопления. В нижней части прибрежные пески образуют барьерные острова, а в верхней – слагают материковый пляж. По Рейнеку [Reineck, 1971], основано на схеме Мастерса [Masters, 1965], с изменениями [165, с. 338]:

1 – пойма (аллювий); 2 – болота; 3 – пески; 4 – береговой бар

Новые затопления таких покрытых торфяниками островов, кос, лагун приводили к размыву торфяной массы, распаду ее на мелкие фрагменты. Вовлекаясь затем в процессы бесконечного подводного перемива алевритопесчаного осадка и переносу, переотложению его в другие места, лигнитизированные растительные остатки перетирались до состояния мелкодисперсного детрита. Кроме того, принесенные реками стволы отдельных упавших деревьев (древних хвойных, например) могли образовывать в лагунах, мелких бухтах, в забаровых частях песчаных баров скопления топляка, перераспределявшегося сюда волнами во время и в сезоны штормов. Лигнитизированная древесина крупномерных растительных остатков, не успевая превратиться в уголь, затем также перетиралась до мелкодисперсного состояния во время переноса и переотложения осадков.

Такие же процессы разрушения крупномерных органических остатков в результате перетирания происходили и с раковинами моллюсков. В глинистых прослоях перемишек между коллекторами и в глинистых слоях внутри коллекторов, где, казалось бы, макрофауна должна сохраняться лучше, чем в песчаниках, остатки фауны практически не встречаются. Лишь в редких единичных случаях могут быть встречены обломки небольших (2-3 см) раковин двустворчатых моллюсков (рис. 6.23).

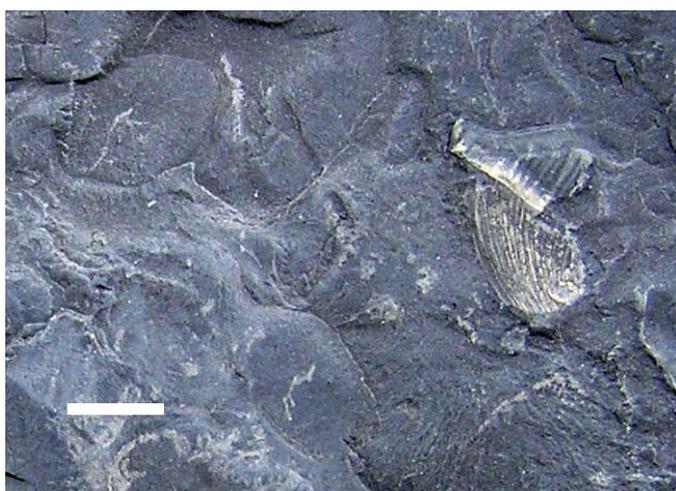


Рис. 6.23. Обломок раковины двустворчатого моллюска (*Ranorea?*) в глинистом алевролите, масштабная метка 1 см, скв. 318, глуб. 1496 м

В интервалах коллекторов $ВК_2$ (особенно), а также частично – $ВК_1$ и $ВК_3$ формировались песчаные слои барового и дельтового генезиса. Они показаны на колонках скважин (см. рис. 5.3-5.5; 6.1, 6.2) и охарактеризованы в гл. 4. Особый интерес представляют дельтовые осадки лопастных выносов. В принципе они соответствуют положению часовой стрелки на 9 (21) час. для треугольника, приведенного на рис. 4.8. Это положение характерно для лопасти Миссисипи Ляфурш, Дуная или Эбро. Естественно, что сам размер лопасти на порядок меньше: имеется в виду механизм, который соответствует типу «С», показанному на рис. 4.9.

Оценивая общую палеогеографическую обстановку во время накопления коллекторов $ВК_{1-4}$, отметим, что представления о формировании «врезанной долины» по эстуариевому типу мы уже отчасти охарактеризовали

выше (см. п. 5.2). Учитывая значимость, которая придается ей в последнее время, остановимся на ней подробнее. Укажем, что в концептуальной статье по данной проблеме А. Л. Медведев, ссылаясь на работу Р. Далримпла и др. [229], дает следующую характеристику: «... врезанная долина (*incised valley*) определяется как врезанная (*entrenched* – буквально, *вкопанная*) речная система, простирающая свои русла к морю и эродирующая подстилающие пласты в ответ на относительное понижение уровня моря» [143]. Автором указанной статьи как бы незаметно делается переход к обзору собственно врезанных долин, имеющих исключительно аллювиальный, русловый характер. Помимо «классических» русловых врезов в визейских угленосных толщах Кизеловского бассейна, известных с 30-х гг. прошлого столетия, это относится к палеодолинам тех же нижнекарбонных отложений Южно-Татарского свода [150]. В то же время при ссылке на одного автора, И. А. Ларочкину [136], несомненные знатоки указанной территории в новейшей сводке [214] пишут следующее: «Установлено, что мощные угольные пласты приурочены к понижениям (палеоврезам) существовавшего в ранневизейское время палеорельефа поверхности... и связаны с разрезами депрессионного и эрозионно-карстового типа. Палеоврезы представляют собой замкнутые котловины небольших размеров (0,2-5 км²) и узкие (0,2-5 км), извилистые, протяженные ложбины, рукавообразные тела, сформированные на древней эродированной поверхности в руслах древних рек, в протоках речных дельт, прибрежных морских заливах, лагунах и т. п.» [214]. Как видно, об эстуариях здесь речи не идет.

К этому же типу врезов А. Л. Медведевым отнесен и нижнеюрский комплекс заполнения речных долин (шеркалинская свита; коллекторы Ю₁₀ и Ю₁₁) на том же Красноленинском месторождении [144]. Об «экспансии» эстуариевой модели и ее трансляции на юрские отложения разного возраста и генезиса упоминалось выше (см. п. 5.2).

По сути, наличие такого же вреза, определенного как «дистрибутивный канал дельты низкого стояния», установил Е. Ю. Барабошкин при изучении керна по скв. 93123^{*)}. Здесь песчаные осадки в интервале глубин 1575-1610 м отнесены им в основном к отложениям *активных русел*, перемежающихся с небольшими слоями паводков и отмерших русел. Для скв. 31627 им допускается двоякая интерпретация генезиса отложений в интервалах 1483-1488 и 1492-1501 м. При отнесении их к устьевым барам и допущении формирования в условиях дельты вершины залива штормового эстуария (по Р. Хэндфорду), Е. Ю. Барабошкин все же больше склоняется к установлению **дельты низкого стояния** (см. выше). Для данной скважины 31627 им определено следующее: «Выявленные устьевые бары разделены интервалом отложений продельты. Этот факт подразумевает либо дополнительные колебания уровня моря в момент заполнения врезанной долины и, очевидно, отступления дельты

^{*)} Барабошкин Е. Ю. Разработка седиментационной модели меловых отложений по скважинам Каменного лицензионного участка (Красноленинское месторождение)»: Отчет. М., 2010. 46 с. Прил.

низкого стояния вверх по долине, либо латеральную миграцию устьевого бара в дельте низкого стояния. Последнее не исключено, поскольку подобные дельты формируются в условиях доминирования речного выноса (аналогично дельте Миссисипи)».

В целом им допускается достаточно сложная и динамично развивающаяся модель формирования отложений верхней части рассматриваемого горизонта, в своей принципиальной части повторяющая представления А. Л. Медведева и др.

В приведенной модельной интерпретации огромную роль сыграл и секвентный анализ и методология секвентной стратиграфии, с успехом применяющиеся в нефтяной геологии. В частности, системный тракт низкого стояния уровня моря (LST) второго секвенса представлен комплексом заполнения врезанных долин. В эволюции врезанных долин выделяют два основных этапа: врезание и заполнение осадками. Врезание флювиальных потоков в ранее отложенные штормовые осадки дельты и образование долины связано с относительным падением уровня моря. Аллювиальные отложения формируют основание комплекса заполнения. При последующем повышении уровня моря в начале трансгрессивного этапа речная долина затопляется морем и образуется эстуариевый комплекс. Для эстуария характерно большое разнообразие обстановок осадконакопления: дельты головной части залива, лагуны, приливно-отливные отмели, барьеры, разрывные течения, это предопределяет сильную фаціальную изменчивость отложений [145].

Большое значение в модели придано ветровым явлениям, в частности сказано, что осадки пластов ВК₂-ВК₃ являются штормовыми и накапливались ниже базиса регулярных волн, но выше базиса штормовых волн, на глубинах порядка 10..30 м. Судя по максимальным толщинам комплекса заполнения врезанных долин (около 60 м), в период низкого стояния местный базис эрозии в данном районе был на 60 м ниже дна осушившегося моря. Следовательно, амплитуда снижения относительного уровня моря может быть оценена, по меньшей мере, в 70...90 м [145].

С такой моделью в целом трудно согласиться, хотя отдельные ее моменты и стороны выглядят весьма правдоподобно. Наши возражения в основном сводятся к следующему.

Методология секвентного анализа в ее классическом виде [66, 255, 258, 259 и др.] применима лишь к бассейнам, имевшим *постоянную* и *незатрудненную* связь с Мировым океаном, чего никак нельзя сказать о внутреннем Западно-Сибирском бассейне викуловского времени.

Современные эстуарии крупных рек (Оби, Енисея, Амура, Темзы, Жиронды, Рио де ла Платы) врезаны в побережья открытых морей или океанов, но никогда закрытых и внутренних (рис. 6.24). Однако в побережьях последних нередко развиваются дельты (Волга, Урал, Дунай), модели которых характерны для исследуемого комплекса (см. выше).

С позиций методологического характера перечисленное можно отразить в виде, показанном на рис. 6.25. На нем, в векторе «стрелы времени» T ,

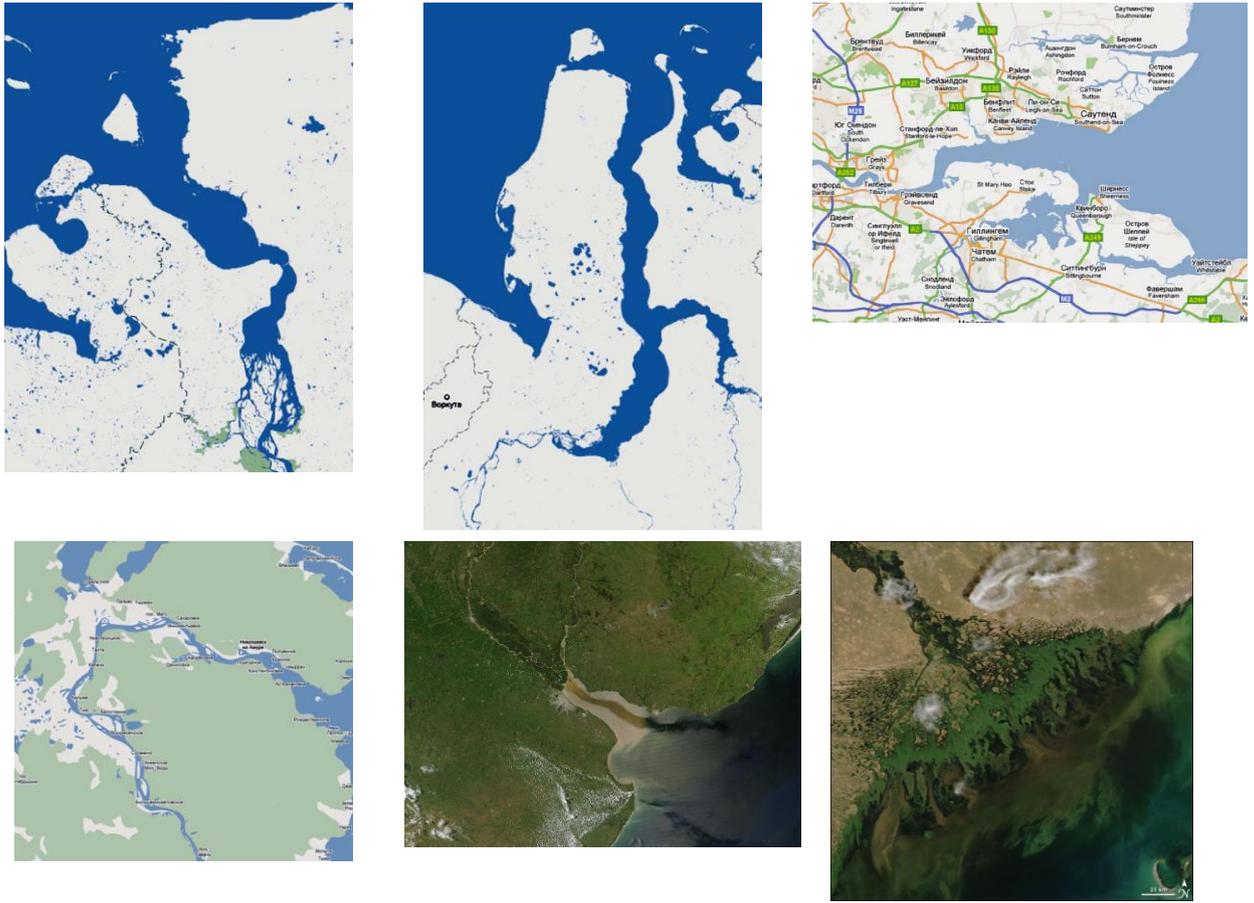


Рис. 6.24. Современные эстуарии и дельта.
 Верхний ряд, слева направо – Енисей, Обь, Темза. Нижний ряд, слева направо – Амур, Рио де ла Плата (космический снимок), Волга (дельта, космический снимок)

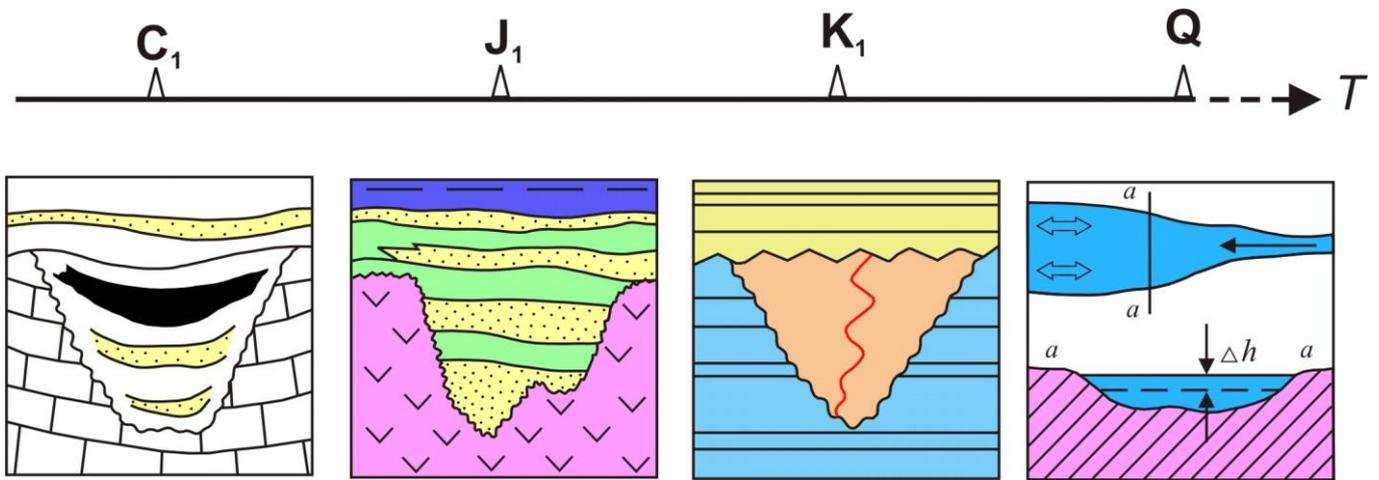


Рис. 6.25. Врезы в геологическом прошлом, в контексте выполненных рассуждений и геологического времени (T): • C_1 – визейские русловые и озерно-карстовые депрессии (Волго-Урал); • J_1 – шеркалинские русла (Западная Сибирь); • K_1 – предлагаемая модель эстуариевых врезов; • Q – модель современного эстуария (см. рис. 4.3 и 6.24)

показаны те три модели, о которых шла речь выше, а также схема современного эстуария (см. также рис. 4.3). Без каких-то особых пояснений видно, что в модели врезов для викуловских пластов (K_1) «работает» только сама *форма* вреза, распознаваемая на сейсмических разрезах. Ее же *содержание* не выдерживает верификации (см. рис. 2.1, 2.2; табл. 2.2) не только по причинам, указанным выше, то есть имеющим в основе актуалистический, но не униформистский подход. Проверка дает очевидно отрицательный результат и в ключе положения о том, что «прошлое дает ключ к настоящему» (см. п. 2.1). Обращаясь к первоисточнику [223], процитируем: «Надо впрочем заметить, что ни в одной области геологии вообще актуалистический метод не может рассматриваться как совершенно самодовлеющий и независимый от остальных приемов исторического исследования. Уже само современное состояние природы, если исходить из диалектической концепции ее развития, может быть понято только в его становлении и развитии, что предполагает вскрытие исторических связей с предшествующими состояниями, из которых оно рождается. ... Следует особо подчеркнуть, что лежащий в основе актуалистического метода принцип суждения о прошлом, исходя из данных о настоящем, является только частным вариантом более широкого принципа изучения ранних стадий развития в свете знаний о последующих, более поздних его стадиях».

Подводя итог критическому обзору модели «врезов заполнения» эстуариевого характера, вернемся к конструктивному обсуждению процессов осадконакопления. При этом перекинем своеобразный «мостик» в виде цитаты из известной работы [80]. После анализа ряда работ, посвященных формированию эрозионных русел, в том числе сформированных каналами в приливно-отливных зонах, П. Дафф и др. прямо указали на следующее: «Бирбауэр (1961) также считал, что русловые песчаники группы Данкард в Пенсильвании и соседних штатах связаны с дельтовыми протоками. Изучив большое количество литературных данных, он пришел к выводу, что субаэральное происхождение русловых песчаников в бассейне Иллинойс не доказано. Для многих циклотем Бирбауэр особо отметил одновременность формирования врезов и их заполнения» [80, с. 117]. Дополнительно отметим высокий авторитет Дж. Бирбауэра в изучении циклотем разного происхождения и предложившего в 1964 г. на симпозиуме в Канзасе концепцию автоциклического и аллоциклического механизмов осадконакопления.

В целом мы ни в малой степени не сомневаемся в наличии аномальных частей разреза, отлично отрисовывающихся на сейсмических профилях. Также нет сомнений и в подводно-дельтовом генезисе части песчаников, что детально описано в п. 3 и статье [5]. В таком случае остается, образно рассуждая, объединить оба эти установленных факта, не нарушая принципа «бритвы Оккама», о котором упоминалось выше.

Один из примеров подобного синтеза приведен на рис. 6.26. Интересно, что показанные на нем сведения по ГИС и литологии очень близки к приведенным в предыдущих разделах. Так, «восходящее» увеличение размерности

частиц, по единицам АНИ, в виде «воронки» сменяется цилиндрической формой кривой в интервалах «б» (скв. II-V) и отчетливым «колоколом» в интервале «а» скв. III. Общая блок-диаграмма (см. рис. 6.26, а) отражает общую проградацию главного конуса выноса (см. также рис. 4.9).

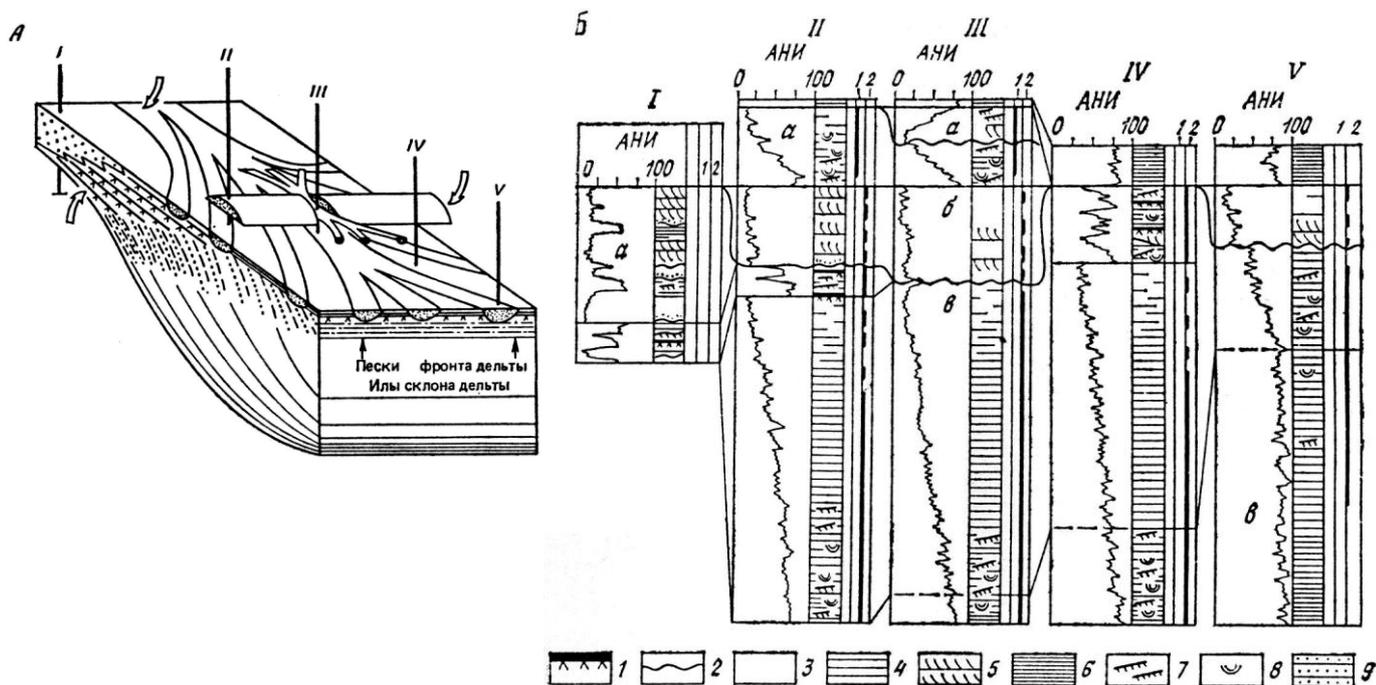


Рис. 6.26. Схема расположения песчаных тел (А) и характеристика дельтовых осадочных фаций по данным каротажа (Б) [181, с. 136]. АНИ – единицы изменения интенсивности гамма-излучения, по стандарту Американского нефтяного института.

Там, где позволял керновый материал, определялись осадочные текстуры. Однако и при отсутствии керна обстановки осадконакопления устанавливались по типам каротажных записей и данным о распространении глауконита и углистого детрита.

I-V – разрезы: на разрезе I, а – аллювиальные песчаники; на разрезе II, а – песчаники мелководья; на разрезе III, а – отложения каналов стока в приливно-отливной зоне, б – осадки дельтовых русел, в – отложения фронта дельты; на разрезе V, а – отложения дельтового склона;

на рис. Б: 1 – уголь; 2 – эрозионная поверхность; 3-7 – текстуры: 3 – массивность, 4 – плоская слоистость, 5 – косая слоистость, 6 – пластинчатость, 7 – микрослоистость; 8 – вертикальные ископаемые – следы жизнедеятельности червей, моллюсков и других беспозвоночных; 9 – турбидиты.

На колонках справа: 1 – присутствие глауконита и/или обломков раковин; 2 – присутствие углистого детрита и/или слюды

В качестве наиболее репрезентативной (представительной, показательной) модели для наблюдаемых на сеймопрофилях объектов «врезового» облика на рис. 6.27 приведены профили дельтовых тел, заимствованные из неоднократно цитировавшейся работы [155]. Разрезы на нем приведены для одной из лопастей (! – см. выше) дельты. Справочно отметим, что именно этот пример использован в работе [132] для характеристики горизонта Ю₁

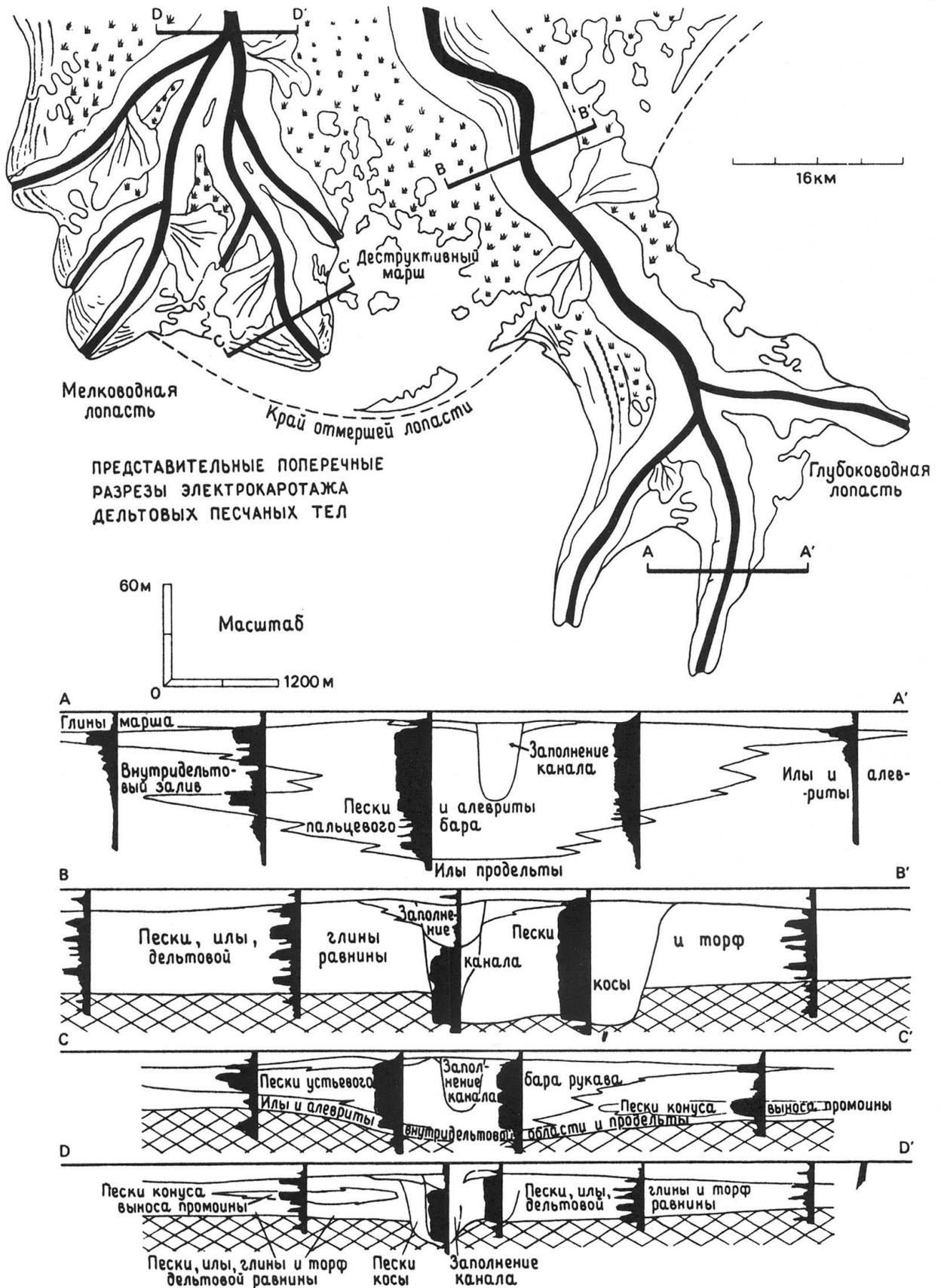


Рис. 6.27. Профили электрокаротажа дельтовых песчаных тел на примере третичной дельтовой системы Холли-Спрингс на побережье Мексиканского залива в США (Galloway W. E., 1968; из работы [132, с. 179])

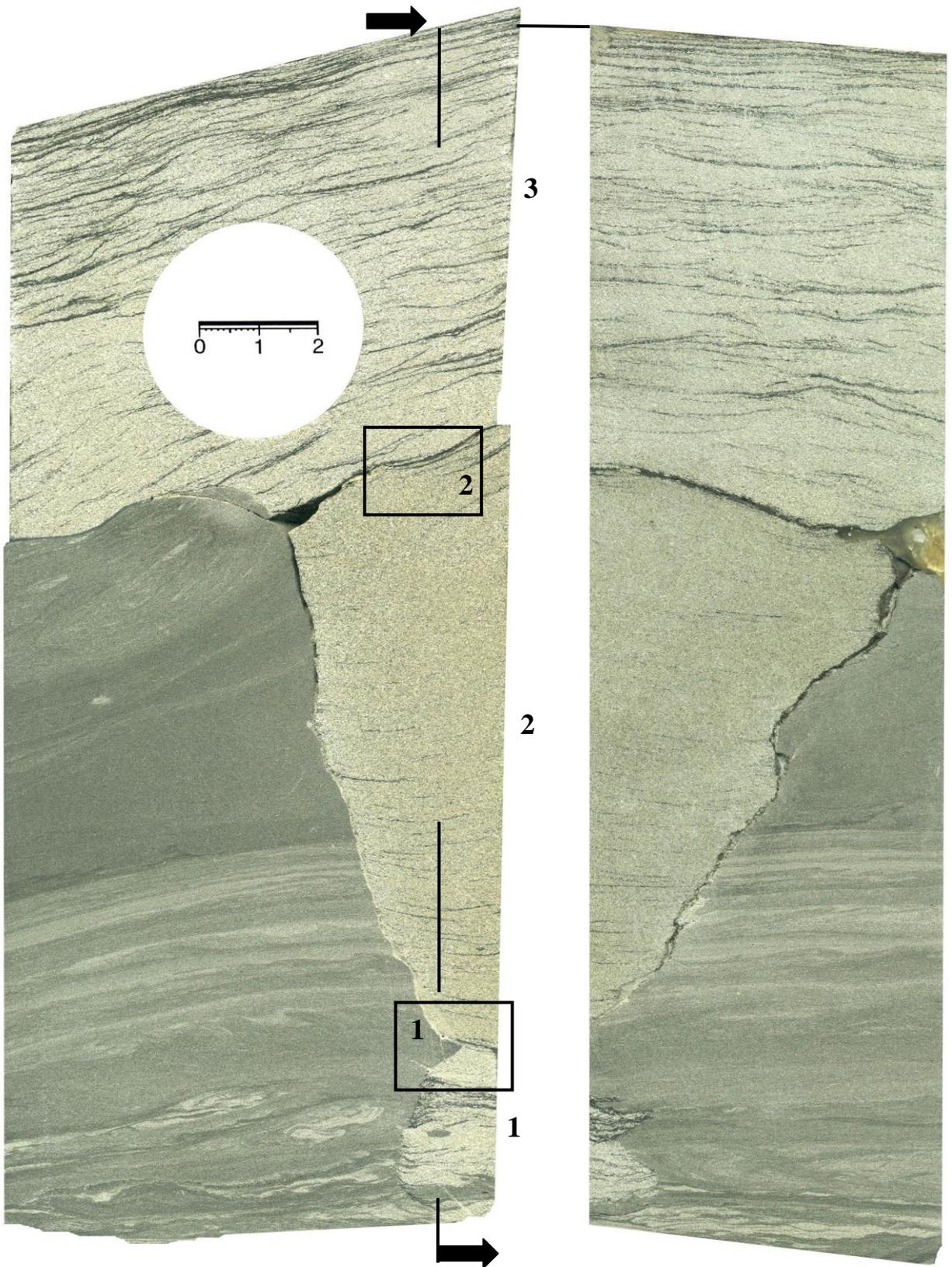
васюганской свиты. На приведенных разрезах отчетливо виден «врез», формируемый не размывом нижележащих комплексов, а продвижением «пальцевых» лопастей дельты. Формирование каналов и их последующее заполнение имеют локальный и сугубо сингенетический характер. В целом при описании приведенного разреза особо указана возможность отложений «...наслаиваться по вертикали в быстро погружающихся депоцентрах», определяемых действием «синседиментационных разрывных деформаций».

Описываемая дельтовая модель в отечественной литературе впервые была предложена В. Т. Фроловым на материале юрских угленосных отложений Дагестана [210]. Им использована в качестве современного аналога дельта р. Миссисипи, в условиях обильного привноса терригенного материала, собираемого с целого континента, а также малой скорости прогибания береговой зоны. Сам механизм осадконакопления, в более поздней интерпретации автора, видится следующим образом. «Циклиты создаются работой протока: главная перехватывает почти весь объем песчано-глинистого материала и быстрее образует в море длинную (до 100-150 км) субдельту – сектор выдвижения. Ее наращивание вверх (во время высоких паводков) и проградационно в море, а также засыпание осадками фланговых лагун-култуков продолжается до тех пор, пока протока не загородит себе своими наносами путь (не может же она течь без уклона). Субдельта отмирает, заболачивается (на ней формируется торфяник – будущий пласт угля), а главная масса воды резко катастрофически прорывается в новый сектор – довольно глубокий залив, образовавшийся за длительное время опускания всей области и долго бывший на голодном пайке (сюда давно не поступал терригенный материал). Так начинается новый цикл. Главная протока Миссисипи работает, как мы видели, наподобие часового маятника: через 500-700 лет она «прыгает» с запада на восток и обратно» [211, с. 53].

Достаточно понятно, что описанный здесь механизм на *порядок*, а то и на два крупнее, чем реализованный для изучаемых нами отложений. Однако он по сути *инвариантен* ему. Хорошо объясняя формирование дельтовых конусов выноса, данный механизм определяет и еще одну интереснейшую особенность – *саморегуляцию* в формировании цикличности, приводящую к автоцикличности в седиментационных процессах.

Выполним не вполне обычную, но уже использованную в предыдущих разделах верификацию приведенных рассуждений на конкретном образце керна. Его сканированное изображение представлено на рис. 6.28. Образец отобран из нижней части двухметрового слоя мелко-среднезернистого песчаника с четкой косой слоистостью (фация БДД: см. фототабл. III). При этом непосредственно образец характеризует его нижние 5 см, соответствующие аккумулятивному (s. l.) контакту песчаной косы (фация БПК: см. фототабл. VIII) с прибереговыми полуизолированными отложениями мелководья (фация БПП: см. фототабл. VI).

Выполним относительно беглое (своего рода «структурное») описание образца в три этапа, отражающие последовательность формирования отложений и обозначенные на рис. 6.28 соответствующими цифрами.



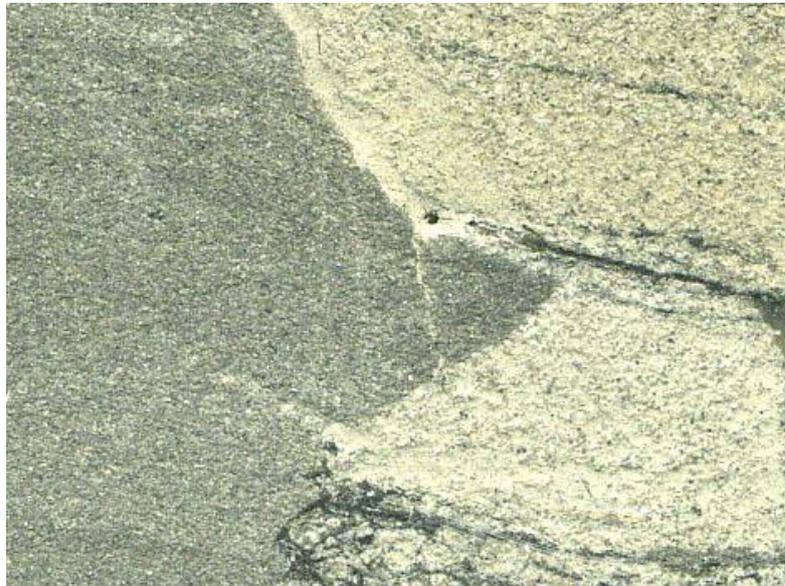


Рис. 6.28. Модель вреза на образце керна, отобранного в скв.1106 (глубина 1560,3 м). Положение образца на колонке скважины см. на рис. 5.5 и в разрезе на рис. 5.17 (лист 10). Слева – два взаимно перпендикулярных сечения. Правое изображение соответствует перпендикулярной плоскости по распилу, выполненному по линии, обозначенной стрелкой. Образец склеен; в правой части особенно заметно неплотное соединение, подчеркнутое остатками клеевого заполнителя.

Вверху – увеличенные в 5 раз фрагменты образца, положение которых показано на основной плоскости распила. Пояснения в тексте

Этап 1 (нижний) происходил с сингенетическим замещением части на-капливавшихся алевритовых осадков песчаными внедрениями. Последние формировались в три более мелких подэтапа, хорошо фиксируемых на правом срезе.

Этап 2 (центральный) соответствует собственно «вкладышу» песчаника в алевритовый слой, с высотой врезанного под углом 60-70° уступа 9 см. Однако следует обратить внимание на отсутствие сколько-нибудь заметных перерывов между песчаниками заполнения всех трех этапов вреза.

Этап 3 (верхний) соответствует покровной части, формировавшейся в обстановке волновой динамики, с проточностью в левой нижней части «основного» разреза.

Сингенетичность (s. l.) контактов между тремя этапами формирования вкладышей хорошо видна на фрагментах более крупного масштаба (см. рис. 6.28). Конечно же, по отношению к алевритовой составляющей врезы 2 и тем более 3 являются наложенными – но уже s. str., т. е. «внутри» рассматриваемой последовательности истории его формирования.

Особо отметим, что в выполненном нами показе разных моделей достаточно хорошо прослеживается их *инвариантность*, т. е. существенная независимость от масштаба анализируемых процессов и результатов. В рамках развития системного анализа (без которого собственно синергетические представления попросту избыточны), применимость инвариантов в геологии оправдана для 2-3 соседних уровней, что показано в табл. 6.2. Определяя соотношение параметров объектов *внутри* одного ранга как приблизительно 10^2 (т. е. в диапазоне 1-100), что, конечно, очень и очень примерно, получим «радиус действия» инвариантов, с учетом их трансляции на соседние уровни, до 10^6 . Этими представлениями, в частности, верифицируется показ конкретных образцов, иллюстрирующих выполняемые умозаключения на самом низком уровне гранулоседиментогенеза.

Таблица 6.2

Реализация инвариантов для скольжения границ геологических тел

Уровень организации	Геологические тела (образования)	Диапазон толщин	Соотношение толщин (порядок)	
			внутри тел	между телами
Гранулоседиментогенез	Слойки косой слоистости, пачки слоев, серии	0,5-50 мм	10^2	
Стратоседиментогенез	Слои	0,5-5 м	10	10
Циклоседиментогенез	Наборы слоев, формирующие комплексы	50-500 м	10	10
Общий диапазон действия инварианта		0,5 мм-500 м	10^6	

По сути, моделью дельтовой лопасти выдвигения мы взяли «в вилку» изображение образца керна (см. рис. 6.28) и общую схему формирования дельтовых конусов выноса (см. рис. 6.27). Это и отображено в нижней части последнего (кстати, отметим, что фрагмент данной схемы помещен на обложке книги).

Приведем и еще одну, теперь уже последнюю, верификацию излагаемых представлений. «Прямое» отображение в керне модели «эстуариевых врезов» соответствует промоине канала, изображенного на рис. 3.20. При этом соотношение масштабов толщин наблюдаемого канала (~ 1 см) и модели вреза (десятки метров) составляет более трех порядков. Примерно та же величина соответствует и протяженности канальца (десятки метров) – врезу на территории Каменного месторождения (десятки километров). Однако следующее «масштабирование» модели на два порядка дает ту несуразную величину в длину эстуария около 1 тыс. км, что, кстати, и показано на рис. 6.15 (от современного Салехарда до Ханты-Мансийска).

Перечисленным подтверждается как последовательность наших рассуждений, так и справедливость модели, иллюстрирующей механизм врезов как таковой (!). Иное дело, что он неприменим к исследуемым отложениям, на что было указано выше.

Изложенным, на наш взгляд, в полной мере подтверждается достаточность общепринятых представлений о формировании отложений верхней части викуловской свиты в условиях выровненного рельефа, с отсутствием каких-либо глубоких врезов. Наличие же субвертикальных контактов внутри слоев или между ними является весьма обычным явлением для фациальных замещений, в том числе и с формированием врезов при латеральном смещении подводно-дельтовых потоков. Их высота может быть достаточно существенной – вплоть до 2-5 м, а «отклик» на сейсмограммах способен дать и контакты существенно меньшей высоты, при такой их контрастности, что показано в разобранным случае. Помимо изложенного добавим, что именно к зонам первичной неоднородности обычно приурочиваются как сингенетические подвижки и смятия, так и постседиментационная нарушенность. Последняя может быть, в свою очередь, «спровоцирована» различным уплотнением, контрастным по составу пород и их различной реакцией на тектоническую нагрузку, в связи с разной степенью компетентности.

Возвращаясь к проблемам методологического характера, освещенным во второй главе, еще раз остановимся на ограниченности униформистской трансляции представлений о современном осадконакоплении на реконструкцию древних палеоландшафтов. Для иллюстрации такого положения вновь сошлемся на виднейшего отечественного литолога В. Т. Фролова [211]: «Дальнейшее инвариантно: раз есть теория, да еще универсальная, то надо лишь руководствоваться ею и укладывать любой материал в это прокрустово ложе. Если материал не укладывался, тем хуже для него («его надо выбрасывать»), а виновник-добытчик должен был учиться теоретическому подходу» (с. 51).

«Циклиты, возникающие в результате эвстатических колебаний уровня океана и порождаемых ими мировых трансгрессий и регрессий, по своей сложности, размеру и длительности формирования должны в основном относиться к мезо- или региомакроциклитам, т. е. к собственно геологическому уровню. В связи с развитием сейсмостратиграфии мезоциклы весьма популярны, и на их основе за короткое время развилась особая секвентная стратиграфия, реальные или мнимые успехи которой побудили приложить ее и к замкнутым водоемам типа Каспийского моря и озерам, не связанным с Мировым океаном. Не очередное ли это скороспелое и поверхностное увлечение на волнах глобализма и новых технических средств и приемов, в данном случае – на волнах мировых трансгрессий и регрессий (кривые Вейла и др.) и сейсмических методов выделения пачек и толщ слоев (секвенций), якобы обязательно отвечающих эвстатическим колебаниям? Не подгонка ли здесь реалий под теорию (модель эвстатических колебаний)? Настораживает однозначность трактовки природы секвенций – мезоциклитов, хотя последние генетически почти также разнообразны, как и составляющие их элементарные циклиты. Удивляет и легковёрность геологов США, всегда чуравшихся спекуляций, заданности и предвзятости и позитивистски видящих лишь очевидные и простые факты, верящих только в них. А здесь они легко отделились теоретической «однозначности» генетической трактовки. ... В секвентной стратиграфии подкупают очевидность и непрерывность прослеживания геотел. Недоверие вызывает лишь однозначность их генетической расшифровки» (с. 54).

В заключение 6-й главы приведем некоторые примеры, которыми может быть проиллюстрировано мало оправданное стремление к привлечению механизма эвстатики для объяснения причин нетипичных или «аномальных» седиментологических процессов. Они относятся к «переводу» обстановок, считавшихся глубоководными, в разряд мелководных и даже «сверхмелководных», по образному суждению А. В. Маслова, относительно тонкозернистых терригенных пород рифея Волго-Уральской области [142].

1. «Изучение современных осадков и пород показало, что толщи, ранее считавшиеся глубоководными отложениями «открытых морей», отлагались зачастую в условиях *крайнего* (курсив наш. – *Авт.*) мелководья, часто сменявшегося осушением» [226, с. 329: раздел «Результаты изучения осадочных пород за последние 40 лет (1917-1957. – *Авт.*)].

2. Своего рода «притча» приведена Э. Хеллемом в работе, посвященной интерпретации фаций [215, с. 58-60]. В ней показана эволюция взглядов известного геолога П. Аллена на генезис нижнемеловых (!) терригенных отложений Южной Англии – от эвстатических (!) колебаний уровня океана до прибрежно-аллювиальной илистой равнины с глубинами бассейна осадконакопления не более 10, а иногда менее 2 м, причем «... в более глубокой воде откладывались скорее пески, нежели илы», а периодически возникавшие потоки, «... обильно нагруженные обломочным материалом, создавали у подошвы ближайших возвышенностей (в нашем случае – у берегов с временной фиксацией. – *Авт.*) песчаные шлейфы». Интересно завершение данного примера, который процитируем полностью: «Мораль этой притчи состоит, несомненно, в том, что

и перед породами, которые кажутся хорошо известными, мы должны сохранить скромность и научную честность, – пусть даже это будет выглядеть как признание того, что когда-то мы можем и ошибиться» [216, с. 60].

После легко проводимой аналогии с сентенциями В. Т. Фролова, процитированными выше, авторы представленной работы рассчитывают, что многоуровневой и многократной верификацией с общими методологическими положениями, изложенными во 2-й главе, возможные ошибки в построениях сведены к минимуму.

7. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Еще в 1967 г., рассуждая об *этажности* нефтяных горизонтов, Ю. Н. Карогодин предположил высокую оценку перспектив нефтегазоносности викуловской свиты в ряде районов Западной Сибири [110] (напомним, что открытие Красноленинского месторождения относится к 1962 г.: см. п. 1.1). В своих воспоминаниях из сегодняшнего времени он проводит прямую аналогию в обнаружении данного объекта с изучением месторождений Широкого Приобья. «Изучая керн юрско-меловых отложений Красноленинского района непосредственно на буровых, я имел возможность на месте проверить генерирующую способность глин фроловской свиты неокома. Мысль была простой. Если морские глины – генераторы (или катализаторы, что мне больше импонировало тогда, да и сейчас) нефти, мигрирующей вверх по восстанию проницаемых пластов (в сторону Сургутского свода), то она могла (или даже «обязана» была) мигрировать и вверх по разрезу. Следовательно, в залегающем над ними песчаном резервуаре викуловской свиты верхнего апта, перекрывающегося глинами (более 100 м) ханты-мансийской свиты альба, должны быть залежи нефти. Элементарная логика» [113]. Ниже мы постараемся посмотреть на ту же цепочку рассуждений (неоком Широкого Приобья – викуловская свита Красноленинского района), но в более широком аспекте и отчасти «в обратном порядке», а также исходя уже из нынешних реалий.

7.1. Финально-седиментологические этапы в строении меловых отложений Западной Сибири

В работе, посвященной рассмотрению стратиграфии и палеогеографии мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Шаимского нефтегазоносного района [192], мы определили, что для отражающих границ **T**, **M** и **M₁** «...реализовался принципиально одинаковый механизм формирования достаточно выдержанных (s. l.) стратиграфических границ. В частности, это подчеркивается высокой схожестью продуктивных горизонтов **A₁₋₃** и **ВК₁₋₃** по их литологическому составу, включая широко известную «рябчиковую» текстуру пород». Там же мы отметили, что такая схожесть «...хорошо объясняется проявлением эквифинальности, впервые рассмотренной Л. фон Бергаланфи полвека назад для биологических систем и заключающейся в способности открытых систем достигать одинакового конечного состояния независимо от различий в начальных условиях».

Располагая к настоящему времени более обширным материалом, рассмотрим затронутую проблему более детально. Вначале выполним общие рассуждения. Так, на рис. 7.1 приведена общая модель завершения некоторых значительных временных интервалов, которые назовем *финально-седиментационными этапами (ФСЭ)* в историко-геологическом развитии некоторой территории.

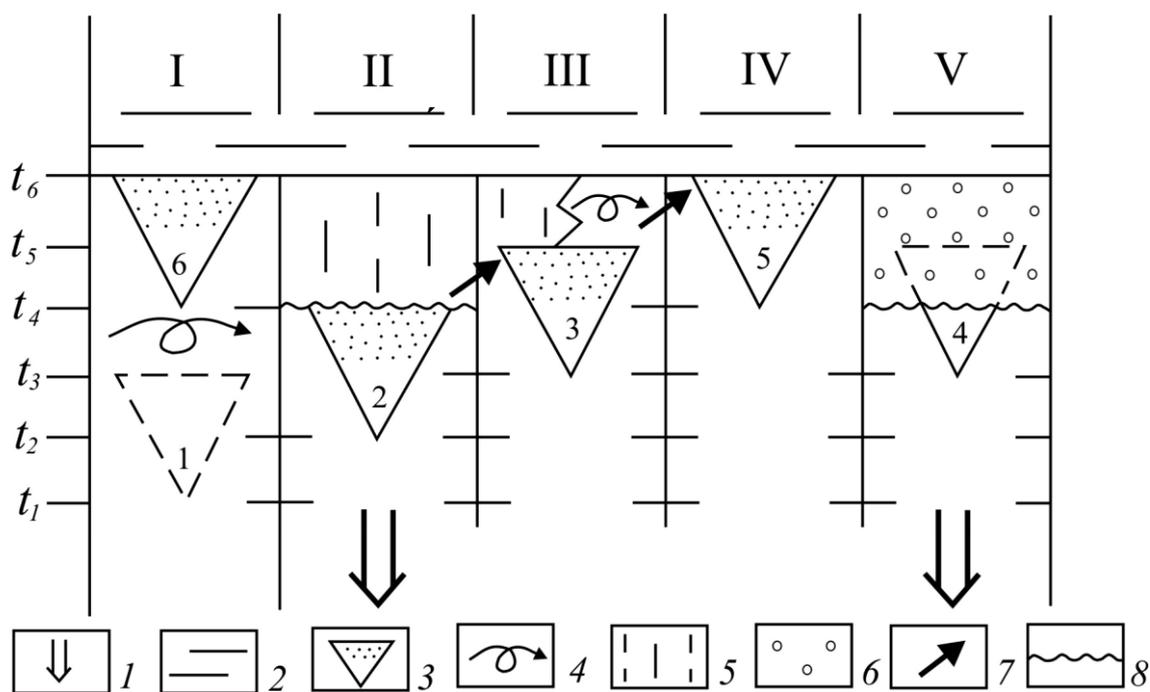


Рис. 7.1. Модель формирования финально-седиментационного этапа осадконакопления: римские цифры (вверху) – части территории (тектонические блоки); t_1, \dots, t_6 – временные интервалы; 1 – последовательное опускание территории, обуславливающее возможность накопления и сохранения (закрепления) в геологической истории осадочного комплекса; 2 – перекрывающие (обычно глубоководные, иногда – пестроцветные аридные) отложения; 3 – направленная смена размерности частиц с их увеличением вверх по разрезу (рециклиты Ю. Н. Карогодина: см. рис. 5.22); 4 – перемыв отложений, в т. ч. неоднократный; 5 – ненакопление отложений; 6 – эрозия; 7 – смещение областей с осадконакоплением, зафиксированным в геологической истории, в соответствии с законом Головкинского; 8 – перерыв в осадконакоплении

Это соответствует палеогеографической обстановке (s. 1.), кратко охарактеризованной выше (см. п. 5.3 и 6.3). Собственно механизм осадконакопления реализуется в сложном сочетании миграционного и мутационного режимов, что и следует из модели, приведенной на рис. 7.1. Выполним ее временную развертку, также в предельно схематичном виде (рис. 7.2).

На рис. 7.2, А достаточно отчетливо видно, как отдельные блоки модели, приведенной на рис. 7.1, попеременно, «клавишно» вовлекаются в процессы осадконакопления и аналогичным образом выводятся из такового. В своем пределе (lim), как это показано на рис. 7.2, Б, осадконакопление, а точнее осадкозакрепление может вообще происходить в весьма малые промежутки времени. Остальной временной диапазон находится в перерывах-диастемах разного уровня и длительности (см. выше). Региональные перерывы, имеющие стратиграфическое значение для границы викуловской и ханты-мансийской свит, были показаны на колонках скважин и в образцах (см. рис. 5.3-5.5) и в обобщенном виде соответствуют времени t_6 на рис. 7.1, 7.2, А. На последних, в частности, хорошо видно, как миграционный режим, обозначенный стрелками, сменяется мутационным (после времени t_6).

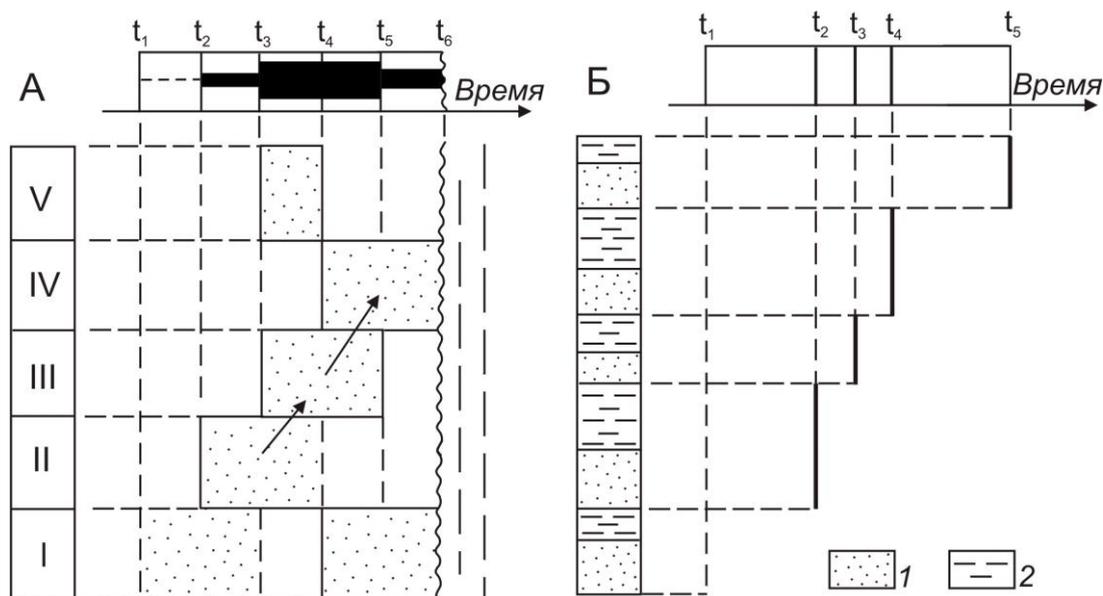


Рис. 7.2. Иллюстрация усложненных режимов осадконакопления:

А – развертка во времени модели, приведенной на рис.7.1 (там же обозначения);

Б – неперIODический режим [171]: 1 – песчаник, 2 - алевролит

Реализация завершения некоторого этапа активного осадконакопления, которым закрепляется переход территории в стабильное положение, может проходить в нескольких вариантах, которые в модельном виде показаны на рис. 7.1. Весьма характерен неоднократный переыв накапливавшихся осадков (чаще уже в прибереговом и (или) подводно-дельтовом вариантах) – это блок I, от рециклита 1 до рециклита 6. При этом, в соответствии с известной схемой Дж. Баррелла, количество «спрятанных» в диастемах и не зафиксированных в наблюдаемом, закрепленном разрезе комплексов отложений может быть сколько угодно большим. Отложения также могут попросту не накапливаться (блок II, временной интервал $t_4 - t_6$). Может реализоваться и совместное проявление этих процессов (блок III: временной промежуток $t_5 - t_6$). Наконец, перед общим выравниванием территории могут (при соблюдении некоторых начальных условий, к примеру, понижения базиса эрозии) иметь место эрозионные врезы (блок V), которые в последние годы часто связывают с формированием речных эстуариев и трансгрессивно-регрессивной ритмикой (см. п. 5.2, 6.3). Диахронное скольжение слоев одинакового или близкого литологического состава пород показано на модели стрелками ($2 \rightarrow 3 \rightarrow 5$). Оно реализуется в режиме, описываемом законом Головкинского (справочно укажем, что для Западной Сибири последний особо ярко проявлен для неокомских клиноформ).

Финальные комплексы на предложенной модели (см. рис. 7.1) нами специально показаны в виде «рециклитов» Ю. Н. Карогодина, т. е. комплексов слоев с увеличивающейся размерностью частиц снизу вверх по разрезу. Именно такая направленность присуща большей части меловых отложений ЗСОМБ, что отмечено во всех работах данного автора [112 и мн. др.]. Наиболее «слабым звеном» широко используемой методологии является нечеткость в определении *начала* циклита, на что уже указано в п. 5.4, часто для этого достаточ-

но надуманно привлекается некий «базальный горизонт», и тогда формируется структура *прорециклита* типа «песочных часов», что, в частности, хорошо отображено на рис. 5.23. В итоге совершенно отчетливо и правомерно охарактеризовав исключительное сходство описываемых интервалов (см. рис. 5.23), Ю. Н. Карогодин предложил верхние части покурской, викуловской и ванденской (сангопайской) свит выделять в виде базальных горизонтов для последующих алымской (кошайской), ханты-мансийской и кузнецовской (!?). Такое смещение общепринятых границ на 15-20 м вниз по разрезу, в основания коллекторов ПК₁ – ВК₁ – АВ₁, мы считаем явно неоправданным и не соответствующим реальной геологической картине (подробнее об этом ниже).

Значительно более сложный механизм формирования описываемых горизонтов, чем просто «про-рециклирование», регулируется *сложнопериодическим* режимом повторяемости, описанным в работе С. И. Романовского [171], он реализуется при достаточно устойчивом погружении дна бассейна, когда базис седиментации находится приблизительно на одинаковом гипсометрическом уровне.

Теперь покажем, как рассмотренная модель реализуется в конкретных геологических реалиях. Характеристика меловых отложений Западной Сибири, являющихся на протяжении последних десятилетий основным источником нефтедобычи, выполнена в огромном количестве работ. Не останавливаясь детально на описании объекта, кратко приведенного в гл. 1, покажем только одну схему, иллюстрирующую общие сведения по стратификации отложений ЗСОМБ в целом, положение опорных горизонтов (ОГ), а также т. н. региоциклитов или регионально выдержанных комплексов (рис. 7.3).

В последующем изложении в основном будет рассматриваться относительно узкий возрастной диапазон апт-сеноманских отложений, заключающийся *между* клиноформами неокома и сеномана. Тем самым, не вдаваясь в проблематику, связанную с косослоистым (s. l.) залеганием указанных комплексов, сосредоточимся на плоскопараллельной толще, залегающей между ОГ С и Н. В первую очередь это относится к породам, залегающим, соответственно, ниже ОГ Г, М₁ и М (см. рис. 7.3).

Тожественность реализации рассмотренной модели для горизонтов Г, М₁ и М можно проиллюстрировать на конкретном примере. На рис. 7.4 приведены фрагменты трех скважин, вскрывших, соответственно, границы кузнецовской и покурской (ОГ Г), ханты-мансийской и викуловской (ОГ М₁) и алымской и ванденской (ОГ М) свит. Для иллюстрации рядом с колонками показаны образцы, характеризующие *непосредственные контакты*. Каких-то особых комментариев к поразительному сходству этих характеристик, с нашей точки зрения, приводить не нужно. Ограничимся тем, что сама такая возможность (в отношении образцов) получена лишь в последние годы, благодаря применению двойных колонковых снарядов, с режимом «штампования» пород во внутренней невращающейся трубе. Ранее контакты в образцах, подобно изображенным на рис. 7.4, попросту подвергались избирательному истиранию и не были доступны для изучения.

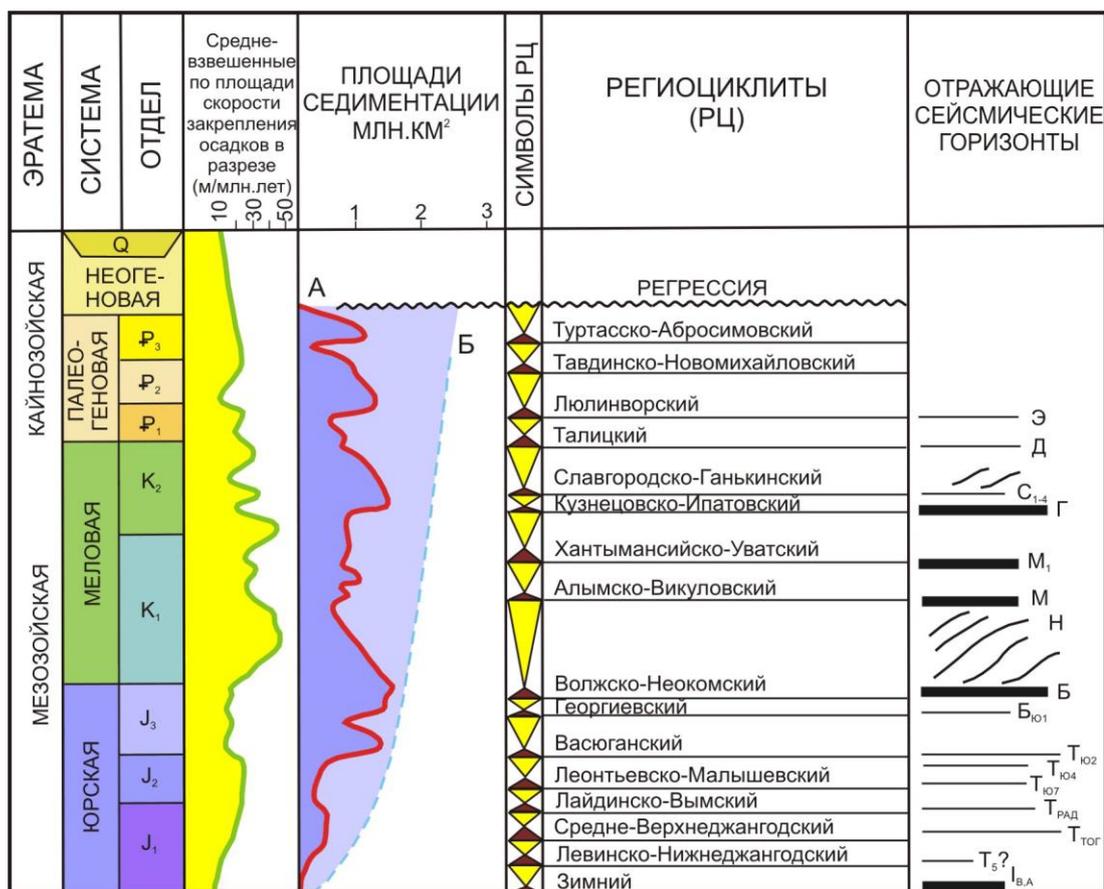


Рис. 7.3. Схема региональной цикличности осадочного чехла Западной Сибири ([156], с небольшими изменениями): *A* – площади развития глинистых осадков, связанных с относительно глубоководно-морскими и озерными фациями; *B* – общие площади седиментации

Как видно из приведенных образцов, их нижние части соответствуют фации прибреговых алевроаргиллитов приливно-отливной зоны, переходящей в отмели с «рябчиковой» текстурой (БПВ: см. фототабл. VII). В отношении последних сделаем «специально-седиментологическое» отступление. В уже упоминавшейся выше газетной статье [113] Ю. Н. Карогодин написал следующее: «В разрезе Самотлорского месторождения при изучении кернов разрезов месторождений Широкого Приобья (1964-1965) мы с группой геологов Тюменского главка впервые обнаружили нефтенасыщенные пласты. Они залежали с явным размывом на подстилающих пестроцветных отложениях. Их рябовато-серый цвет был обусловлен многочисленными включениями тонких светло-серых линзочек мелко- и тонкозернистого песчаника в серых (темно-серых) глинах. Поэтому я назвал их (для краткости описания) «рябчиком». Пласты резко отличались от нижележащих пород по цвету, текстуре и фациальному облику. Было очевидно, что это базальные пласты аптской (алымской) трансгрессии».

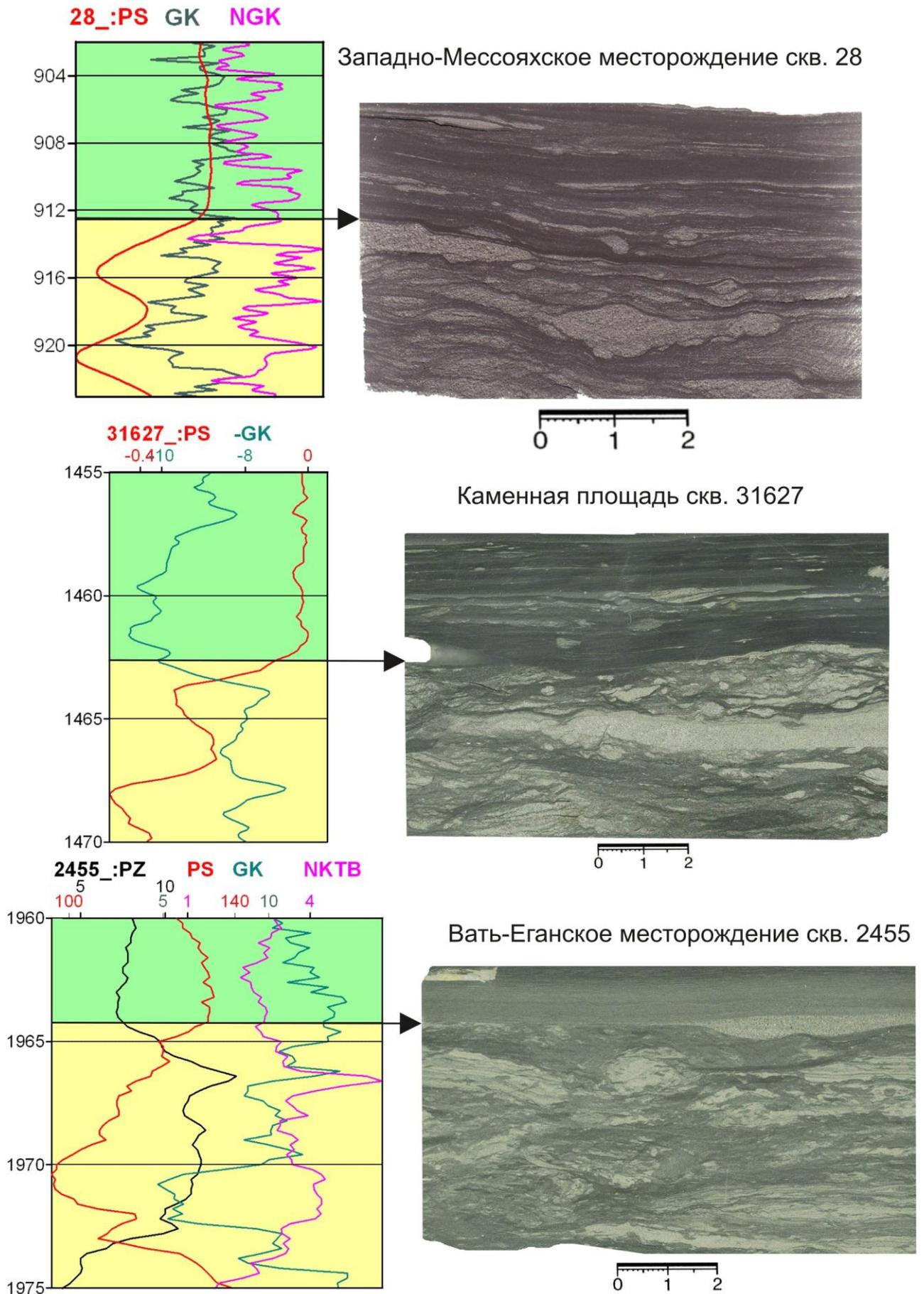


Рис. 7.4. Границы лито(сейсмо)стратиграфических горизонтов (сверху вниз): кузнецовской и покурской; ханты-мансийской и викуловской; алымской и ванденской свит

Справочно приведем здесь цитату из другого издания сегодняшних лет, также имеющего познавательный-«воспоминательный» характер: «Анатолий Федорович Ковалев – личность легендарная. Многие знают его по знаменитой кликухе Змей Горыныч, приставшей к нему с 70-х годов с моей легкой руки. Определенным образом он причастен и к появлению новой геологической терминологии. На очередной встрече у главного геолога Александровской нефтеразведочной экспедиции Даненберга Ковалев докладывал первые результаты опытной закачки изотопов в пласты группы А1. Евгений Евгеньевич пошутил в адрес Ковалева: «Ты вот всё рябчиков стреляешь!» (Стрелять рябчиков было большим искусством). На что Ковалёв тут же отреагировал: «Нет, я этих рябчиков изучаю!» Далее слово «рябчик» по отношению к залежи А1, по утверждению Ковалева, Даненберг употребил на нескольких геологических совещаниях, и, видимо, отсюда этот термин постепенно вошел в лексикон геологов и геофизиков Западной Сибири» [138].

Выскажем и свое, принципиально непроверяемое любым модельным подходом мнение. Этот прижившийся термин обязан безвестному ныне **буровику**, цепко ухватившему принципиальную схожесть извлеченного им керна с оперением птиц из брошенной рядом связки, добытых удачливым охотником.

В самом начале раздела мы уже упомянули о «рябчиковой» текстуре тонкозернистых пород как о седиментологическом индикаторе рубежей эквифинальной природы. Этот вопрос требует специального изучения, для которого мы пока не располагаем достаточным материалом. Однако даже представленных сведений, по нашему мнению, вполне достаточно, чтобы судить о *предопределенном* самой историей геологического развития ЗСП в меловое время формировании ФСЭ в заранее запрограммированное время. В своих работах мы не раз отмечали, что основоположник системного анализа Людвиг фон Берталанфи в 30-х гг. XX в. выдвинул теорию открытых биологических систем, обладающих свойством **эквифинальности** (лат. *aequus* – равный), т. е. способностью достигать конечного состояния независимо от нарушений начальных условий системы [236]. Современное толкование данного понятия предполагает под эквифинальностью (англ. *equifinality of control system*) *динамическое свойство системы, осуществляющей движение (переход) различными путями из различных состояний в одно и то же финальное состояние*. Как видно из данного определения, оно существенно дополняет близкое по существу понятие *конвергентности*, широко применяемое в геологии. Таковое определяется динамикой процесса, которая в рамках синергетического мировидения, в свою очередь, следует из его самоорганизации. Последняя дает необходимый и достаточный методологический базис для оценки эволюции и реализации геологических процессов, предоставляя ответы на многие вопросы, касающиеся если не ее причин, то как минимум – механизмов.

В работе [192] мы зафиксировали эквифинальность в формировании рубежей (ОГ) **М₁**, **М** и **Т** (см. начало раздела). Теперь с полным основанием присоединим к ним и **Г**, поставив вопрос о необходимости их дальнейшего комплексного изучения.

7.2. Факторы и векторы самоорганизации осадочного процесса

Последние два десятилетия характеризуются поступательной и неуклонной (хотя и медленной) сменой научной парадигмы в науках о Земле в целом [84]. Это связано с бурным развитием *нелинейной* науки, охватывающей все сферы познания, связанные с материальным миром. С принципиальных позиций нелинейность является одним из ключевых понятий *синергетики*: трансдисциплинарного направления, рассматривающего, прежде всего, процессы *самоорганизации* в любых средах («порядок из хаоса» И. Пригожина). Применительно к геологическим объектам данное направление подробно изложено в работах [77, 106]; значительное внимание им уделено и авторами предлагаемого издания. В частности, вопросы, связанные с проявлением самоорганизации в строении отложений тюменской свиты Шаимского НГР, довольно подробно рассмотрены в работах [192, 194]. Не имея возможности охарактеризовать все многочисленные аспекты затронутой тематики, остановимся только на некоторых из них. Естественно, они непосредственно относятся к рассматриваемому вопросу и, как нам представляется, позволяют вникнуть в суть проблематики, в целом если не новой, но еще непривычной не только для нефтегазовой литологии, но и геологии в целом. Рассмотрение проведем в три достаточно произвольно сформулированных этапа, каждый из которых базируется на представлениях, изложенных в основных главах данной работы.

Модель-паттерн

Термин паттерн (англ. pattern) имеет широкое значение, включая такие интерпретации, как образец, модель, система, структура и пр. Как указано в работе [164], в отечественной литературе под этим термином чаще понимается именно структура. Классификация паттернов приведена на рис. 7.5.



Рис. 7.5. Классификация структур (паттернов) [164, с. 176; с сокращением]

Приведенные, независимые от изложенных выше сведений данные *верифицируют* изложенные в предыдущем разделе положения об *эквививальности* геологических процессов при формировании ФСЭ. В соответствии с работой [164], «Автопаттерны, в свою очередь, делятся на **статические**, в которых нет движения, **стационарные** – с постоянными движениями (они могут, например, вращаться без изменения их внутренней структуры) и **динамические**, внутри которых происходят регулярные или хаотические изменения во времени» (с. 177). В свою очередь, данным определением нетрудно связать представления о паттерне с модельным подходом к изучению геологических объектов (см. п. 2.1). Полная «вмонтированность» представлений, изложенных в предыдущем разделе 7.1, в общенаучную парадигму наглядно иллюстрируется следующей цитатой: «Поскольку образование автопаттернов – результат развития пространственно неоднородных неустойчивостей с их последующей стабилизацией за счет баланса между диссипативными расходами и поступлением энергии от источника неравновесности, то процесс образования автопаттерна похож на установление колебаний в **распределенных автоколебательных системах (РАС)**. Для последних определение звучит так: РАС – неконсервативная система, в которой в результате развития неустойчивости возможно установление волновых или колебательных движений, параметры которых (амплитуда и форма колебаний и волн, частота, а в общем случае спектр колебаний) определяются самой системой и не зависят от конечного изменения начальных условий (!! – Авт.) ... для образования паттернов условия на периферии неравновесной диссипативной среды не столь существенны, как для автоколебаний. Поэтому самым широким является определение самоорганизации как установления в диссипативной неравновесной среде пространственных паттернов (вообще говоря, эволюционирующих во времени), параметры которых определяются свойствами самой среды и слабо зависят от пространственной структуры источника неравновесности (энергии, массы и т. д.), начального состояния среды и условий на границах. Даже в рамках этого широкого определения явления самоорганизации весьма разнообразны, поскольку они разворачиваются и во времени, и в пространстве, а богатство их форм чрезвычайно велико. Это диссипативные структуры Пригожина, уединенные фронты (волны горения и популяций, к ним же можно отнести автоволну переключения фишек домино) ...» [164, с. 178-179].

Как было показано во второй главе, главный принцип системных исследований, неотъемлемой принадлежностью которых является построение моделей или выявление паттернов, заключается в их принципиальной или эмпирической проверяемости. Это положение представляет собой логическую ступень ко второй итерации рассуждений.

Верификация – инварианты

О широком проявлении инвариантов при реализации разных уровней организации геологических тел написано выше (см. табл. 6.2). В излагаемом контексте для нас наиболее интересной и значимой является разноуровневая верификация приводимых сведений, выполненная в двух векторах.

1. *Одноуровневом* – как стратиграфическим, так и латеральным, когда сравнительному анализу подвергаются геологические объекты одного уровня организации (см. табл. 2.1). Для породного или фациального (s. l.) уровня это в том числе и парагенез фаций, являющийся одним из диагностических признаков (см. гл. 4). Для надгорнопородного или циклического уровня – это выделение и прослеживание в разрезе (корреляция) устойчивых комплексов фаций в их направленной чередуемости – литоциклов разных порядков (см. п. 5.3, 5.4). Для всего комплекса отложений это верификация во «внешней» и «внутренней» модификациях, как это показано на рис. 2.2, Б. Именно этой процедуре постоянно, на всех этапах исследования, и подвергаются наши рассуждения, в соответствии с базовыми посылами методологии фациально-циклических исследований (см. рис. 2.6 и предшествующую ему цитату из основополагающей работы [195]).

Выше, при рассуждениях о явлении эквивинальности, мы показали высокую схожесть пород, фиксирующих смену отложений на рубежах, соответствующих ОГ М, М₁ и Г (см. рис. 7.4). Теперь иллюстрируем, как финально-седиментологический этап (ФСЭ) ОГ М₁ соответствует ФСЭ для ОГ М. Первый является объектом наших исследований; его строение наглядно показано на фрагментах колонок скважин (см. рис. 5.3 – 5.5). Второй, в том же стиле изображения, приведен на рис. 7.6. Сравнение приведенных фрагментов колонок показывает их удивительное сходство, заключающееся в следующем.

- Толщина интервала, соответствующего пакету коллекторов АВ₁₋₃ в скв. 7394 Кечимовского месторождения, составляет 57 м, что практически одинаково с толщиной пакета коллекторов ВК₁₋₃ (см. рис. 5.11, 5.12; 5.16, 5.17).

- Толщина коллектора АВ₁ в скв. 7394 составляет 29 м и немного превышает таковую для коллектора ВК₁ Каменного месторождения (15-27 м), в основном из-за «затянутости» в верхней, собственно «рябчиковой» части.

- Строение коллектора АВ₁ в скв. 7394 практически идентично строению коллектора ВК₁, описанному в гл. 5 (см. рис. 5.18). То же потенциально относится и к коллекторам АВ₂₋₃, которые схожи по своему строению с «миграционными» коллекторами ВК₂₋₃ (см. рис. 5.16, 5.17).

- Весьма близкий состав отложений обеих разновременных (!) s.str частей разреза хорошо иллюстрируется сканированными изображениями образцов. Это относится ко всем фациям, для Красноленинского месторождения описанным в гл. 4 – достаточно сравнить изображения, приведенные на рис. 7.6, с соответствующими фототаблицами.

2. *Многоуровневом* или своего рода «вневременном», когда характеристики и параметры объекта одного порядка отражаются в подобном объекте большего или меньшего порядка. Тем самым мы, образно выражаясь, как бы «переступаем» через порог эмерджентности, которым определяется само наличие уровней организации геологических тел (см. табл. 2.1), естественно, не отвергая наличие данного свойства. В представленной работе такой подход широко использован на всех этапах исследований, особенно – в иллюстрации тех или иных процессов и объектов *на конкретных образцах*. Если же посмотреть на проблему в целом, то в рамки нелинейной литологии удачно вписывается понятие *фрактал*, с которым связано понятие *фрактальной размерности*. По Б. Мандельброту,

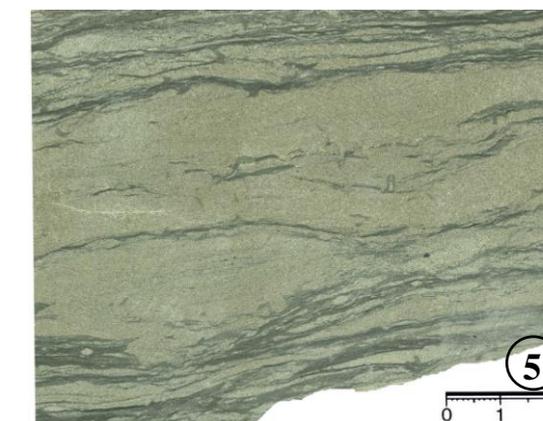
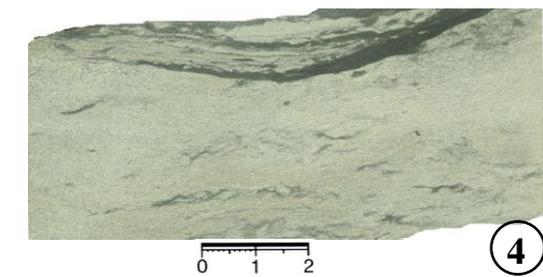
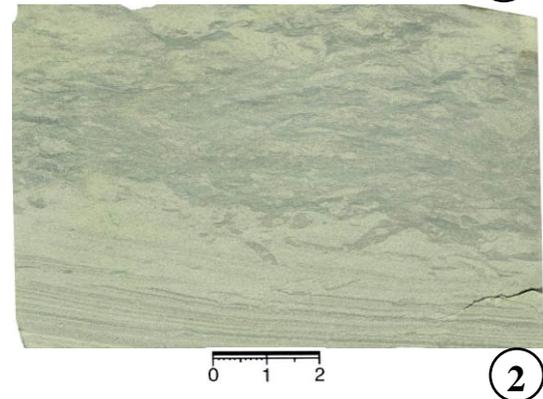
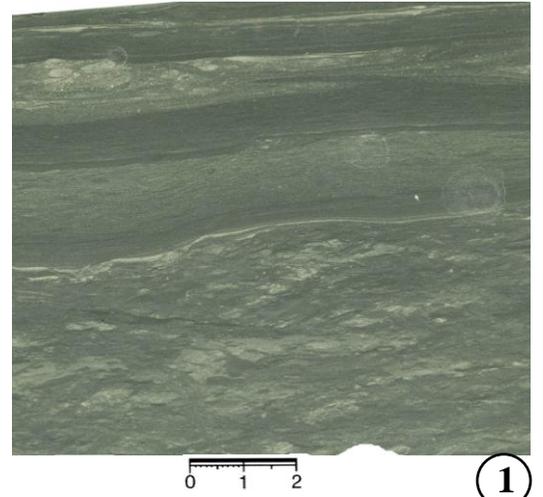
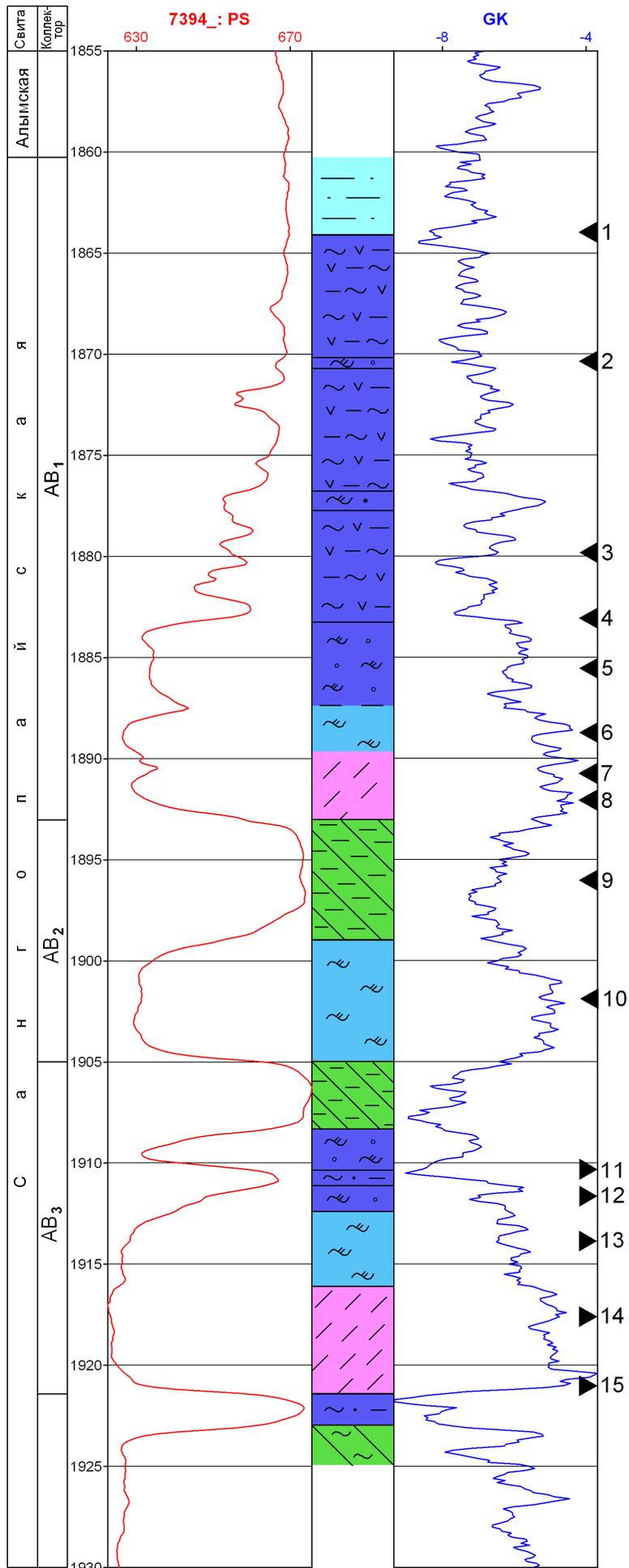
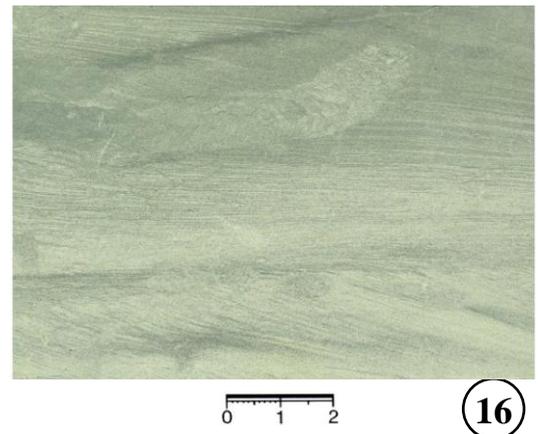
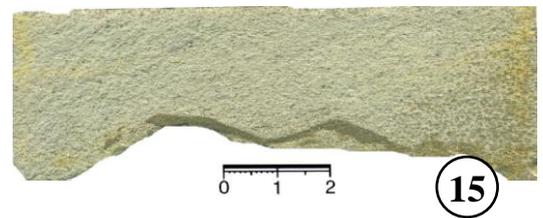
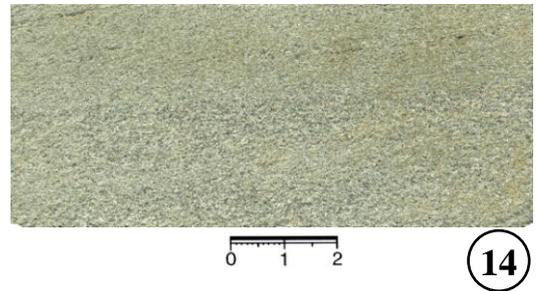
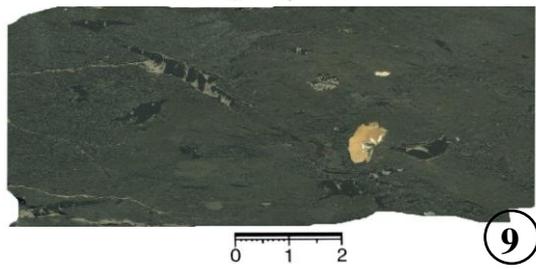
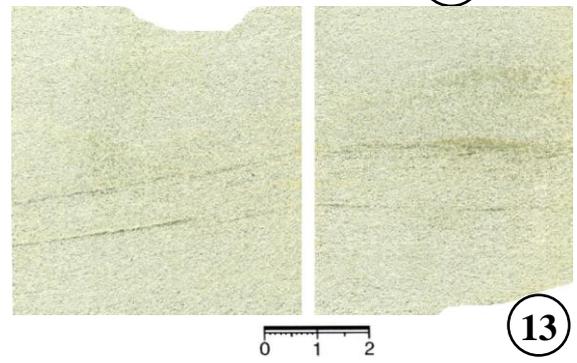
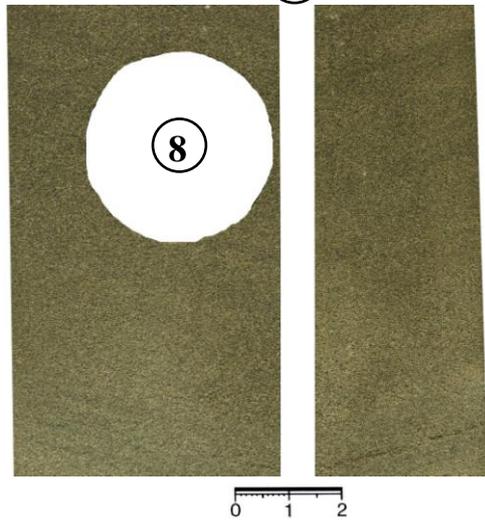
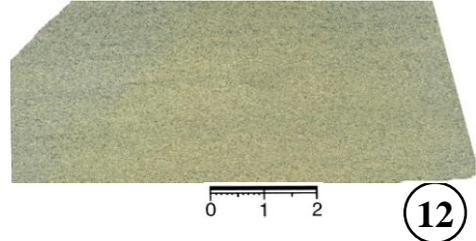
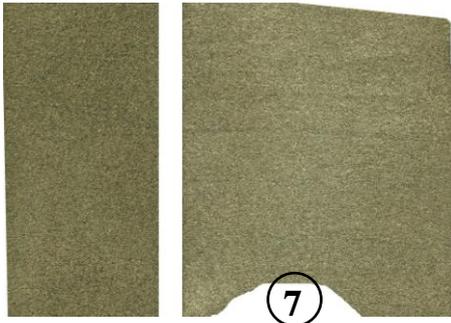
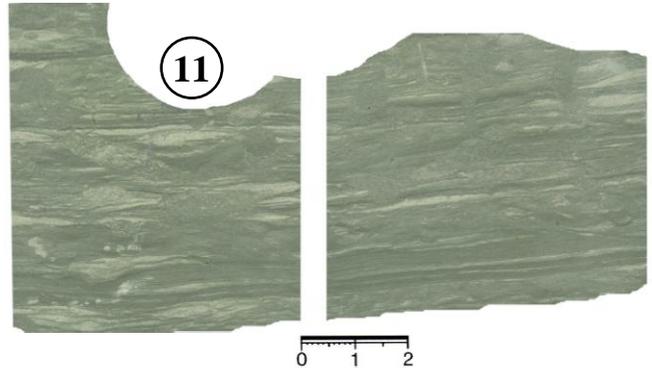
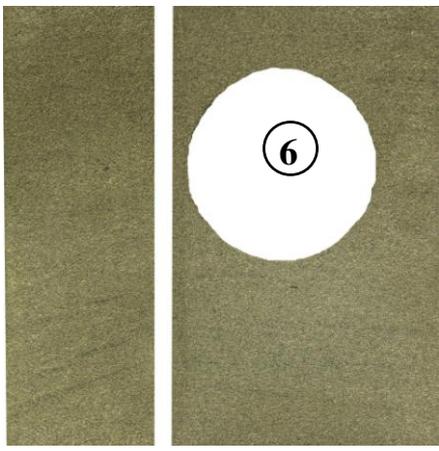


Рис. 7.6. Фрагмент колонки по скв. 7394 Кечимовского месторождения (Широтное Приобье). Обозначения см. на рис. 5.3



фракталы – это геометрические объекты, состоящие из частей, которые подобны целому, причем это подобие может быть как геометрическим, так и статистическим. Как видно из последнего, понятия о фрактальности применимы практически к любым объектам, включая геологические. Для нефтегазовой геологии и геофизики данная проблема затронута в работе [93], и в целом имеет неограниченные перспективы.

Наконец, охарактеризовав *автопаттерны* как проявление самоорганизованных процессов и остановившись на их *инвариантности* в реализации геологических процессов как одном из векторов верификации представлений, перейдем к анализу *причин и механизмов* данного явления.

Система – аттрактор

В предыдущем разделе 7.1 мы охарактеризовали идентичность ряда рубежей, известных как отражающие горизонты (ОГ) для отдельных ФСЭ меловых отложений ЗСОМБ, и их возможную пролонгацию на юрский этаж. Это позволило нам привлечь общеметодологические представления о том, что хотя *новое* и появляется в результате бифуркаций как эмерджентное и непредсказуемое, в то же время оно и «запрограммировано» в виде спектра возможных путей развития, дискретного спектра относительно устойчивых структур – аттракторов эволюции. Тем самым настоящее системы определяется не только прошлым, но и «притягивается» из будущего (!), как об этом писали Е. Н. Князева и С. П. Курдюмов [118]. Продолжая это положение, процитируем еще одно высказывание из другой работы тех же авторов: «Важнейшим в синергетике является представление о структурах-аттракторах эволюции как реальных формах организации среды, на которые выходят процессы эволюции в ней. Если система (среда) попадает в поле притяжения определенного аттрактора, то она неизбежно эволюционирует к этому относительно устойчивому состоянию (этой структуре). С определенного класса начальных возмущений системы (среды) имеет место выход на эту структуру. ... Парадоксально, что это метастабильно устойчивое будущее состояние системы как бы притягивает, организует, формирует, изменяет наличное ее состояние» [119, с. 130].

Переходя к причинам установленных закономерностей, отметим, что в наиболее явном виде процессы самоорганизации описываются режимом *аттрактора* (лат. *attrahere* – привлекать, притягивать). Будучи притягивающим множеством в фазовом пространстве, аттракторы как привлекают соседние режимы, тем более – находящиеся в переходном процессе, так и способны к самоорганизации. При этом аттракторы, отличные от состояний строго периодических колебаний, наилучшим образом отвечают *странным аттракторам*, связываемым с проблемой турбулентности.

На рис. 7.7 приведены примеры реализации аттракторов для исследуемых отложений (ранее они были показаны в работах [10 и др.]. Они приведены в правой части рисунка, основная часть которого заимствована из работы [106]. Последняя, так же как и предыдущая книга в основном тех же авторов [77], представляет собой уникальное изложение нелинейных представлений для всесто-

ронней оценки полосчатых железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Для осадочных же толщ вообще и для ЗСОМБ в частности излагаемые сведения являются пионерными. Прокомментируем показанные на рис. 7.7 результаты.

Под *устойчивым узлом* любой литолог легко распознает слой (т. е. однородное геологическое тело, ограниченное субпараллельными поверхностями) в конкретном пластопересечении (скважине). Тем самым конкретизируется вертикальный (стратиграфический) разрез любого объекта, с выделением интервалов определенного уровня с их непосредственными *эмерджентными* свойствами. Для пласта-коллектора, к примеру, это будет связность частиц, обеспечивающих его гидродинамическую проницаемость.

Напротив, *неустойчивый узел* обеспечивает расслоенность разреза, с формированием сколько угодно большого количества перерывов (*диаstem* Дж. Баррелла). Эти процессы, соответствующие разноуровневому скольжению слоев, слоев и литологических комплексов, рассмотрены в п. 5.3.

Устойчивый и неустойчивый фокусы реализуются инвариантно, в очень широком диапазоне геологических тел и процессов. На низких уровнях они описываются седиментологически [10], на высоких – во взаимосвязи геотектоники и палеогеографии. Последнее определяет уровень формационных исследований.

Формированию *предельных циклов* в наиболее полном виде соответствует и *цикличность* нескольких порядков, соответствующая самостоятельному уровню организации геологических тел. При ее основном эмерджентном свойстве – направленности чередования слоев или их комплексов, на некоторой ступени «простая» цикличность переходит в *инвариантный тор*, а на некотором этапе «с тора слезает шкура» [17], и он переходит в *странный аттрактор* (см. выше). Формирование цикличности в отложениях тюменской свиты в Шаимском НГР рассмотрено нами в работе [194]; для изученных отложений – в п. 5.4 (см. рис. 5.27).

Режимы собственно *инвариантного тора* и в особенности – *странного аттрактора* для геологических объектов в принципе каждый раз требуют самостоятельного рассмотрения. Констатируя, что вопросам наличия *закономерностей* в формировании наблюдаемых геотектонических структур Западно-Сибирской плиты (ЗСП) и прилегающих территорий посвящено большое количество разноплановых работ [92 и мн. др.], наиболее перспективным видится их исследование именно в рамках *нелинейных* представлений. В значительной степени это сделано нами для Шаимского НГР (см. выше), отчасти – в представленной работе (см. рис. 7.7).

Рассматривая реализацию аттракторов для конкретных изучаемых геологических процессов и объектов, подытожим, что показанные *модели-паттерны* (см. рис. 7.6) полностью *верифицируют инвариантность* приводимых сведений. В этом заключена еще одна, теперь уже финальная эмпирическая проверка реконструкций, выполненных на генетической основе, посредством использования фациально-циклического анализа.

Подводя итоги представлению, изложенным в гл. 7, отметим, что ими в значительной степени преследуется показ мышления в новой синергетичес-

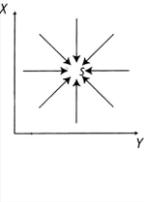
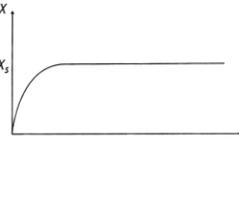
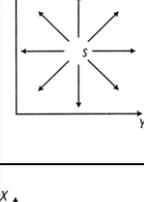
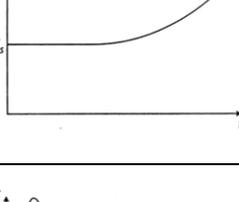
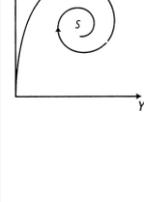
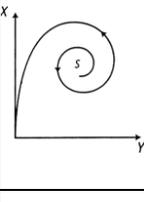
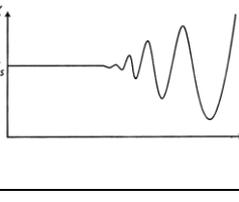
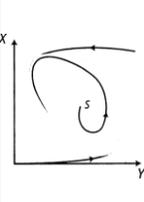
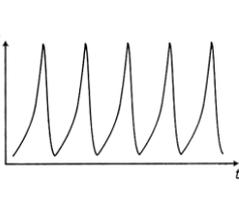
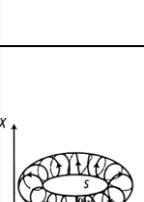
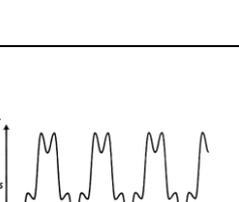
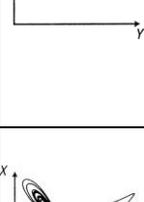
Аттрактор	Фазовый портрет	Динамика во времени	Примеры общего характера	Примеры реализации: общая седиментология; викуловская свита; ЗСОМБ в целом
Устойчивый узел			Химические реакции, процессы горения, эксперимент Бенара и многие другие системы в стационарном состоянии	Формирование слоя в конкретной точке рассматриваемого геологического пространства (см. п. 3); фация как порода, сформированная в определенных условиях (см. п. 4.1)
Неустойчивый узел			Системы разной природы при выходе из стационарного состояния	Перерывы в осадко (слое) накоплении – от диастем до глубоких размывов (см. п. 5.4: табл. 5.2)
Устойчивый фокус			Самые разные природные и технические системы при выходе из автоколебательного режима	Инвариантно, по мере усложнения: <ul style="list-style-type: none"> • ритмиты приливо-отливного режима • коллекторы ВК₄ и ВК₁ (см. рис. 5.18) • финально-седиментологические этапы
Неустойчивый фокус			Самые разные природные и технические системы при переходе в автоколебательный режим	Вовлечение территории ЗСП в режим осадконакопления, с ее перманентным разрастанием в позднетриасовое-среднеюрское время (см. рис. 7.3)
Пределный цикл			Часы, электрические цепи, реакция Белоусова-Жаботинского, процессы горения, ламинарное движение, гейзеры, турбидитные потоки и др.	Многopорядковая цикличность с четкой иерархией. «Вкладыши» литоциклов: см. табл. 5.1, рис. 5.26
Инвариантный тор			Реакция Белоусова-Жаботинского, конвекция Бенара, вихри Тейлора, электрические цепи и др.	Для вертикальной (стратиграфической) компоненты – формирование устойчивых комплексов: например, четкое деление викуловской свиты (см. рис. 5.11, 5.12). Для латеральной (тектонической) компоненты – блоковость «клавишного» либо «шахматного» порядка (см. п. 6.3)
Странный аттрактор			Турбулентные потоки жидкости и газа, реакция Белоусова-Жаботинского, магнитное динамо, динамика климата и др.	Козволюция седиментологических и тектонических процессов – от s. str. для инверсии циклов (см. рис. 5.19) до s. I. для общей истории геологического развития (см. рис. 5.23; 7.1; 7.2)

Рис. 7.7. Основные типы аттракторов в динамических системах [106] и примеры их реализации в изученных отложениях

кой парадигме, что и определено постановкой задачи. В то же время полученные результаты могут иметь и непосредственное практическое значение. Обозначим его в виде двух разноплановых векторов.

1. Принципиальная одинаковость механизма формирования проанализированных лито(сейсмо)стратиграфических границ делает допустимым *трансляцию* некоторых более разработанных представлений для какой-либо одной из них на другую (другие). Так, это применимо для продуктивных горизонтов A_{1-3} и BK_{1-3} , характеризующихся высокой схожестью, в том числе по широко известной «рябчиковой» текстуре пород. Значительно более глубокие проработки технологических решений по эксплуатации низкопроницаемых отложений Самотлора несомненно будут полезны при освоении подобных объектов на месторождениях Красноленинской НГО.

В какой-то степени это будет отражать своего рода возврат к преамбуле, предваряющей главу, что в модельном виде показано на рис. 7.8.

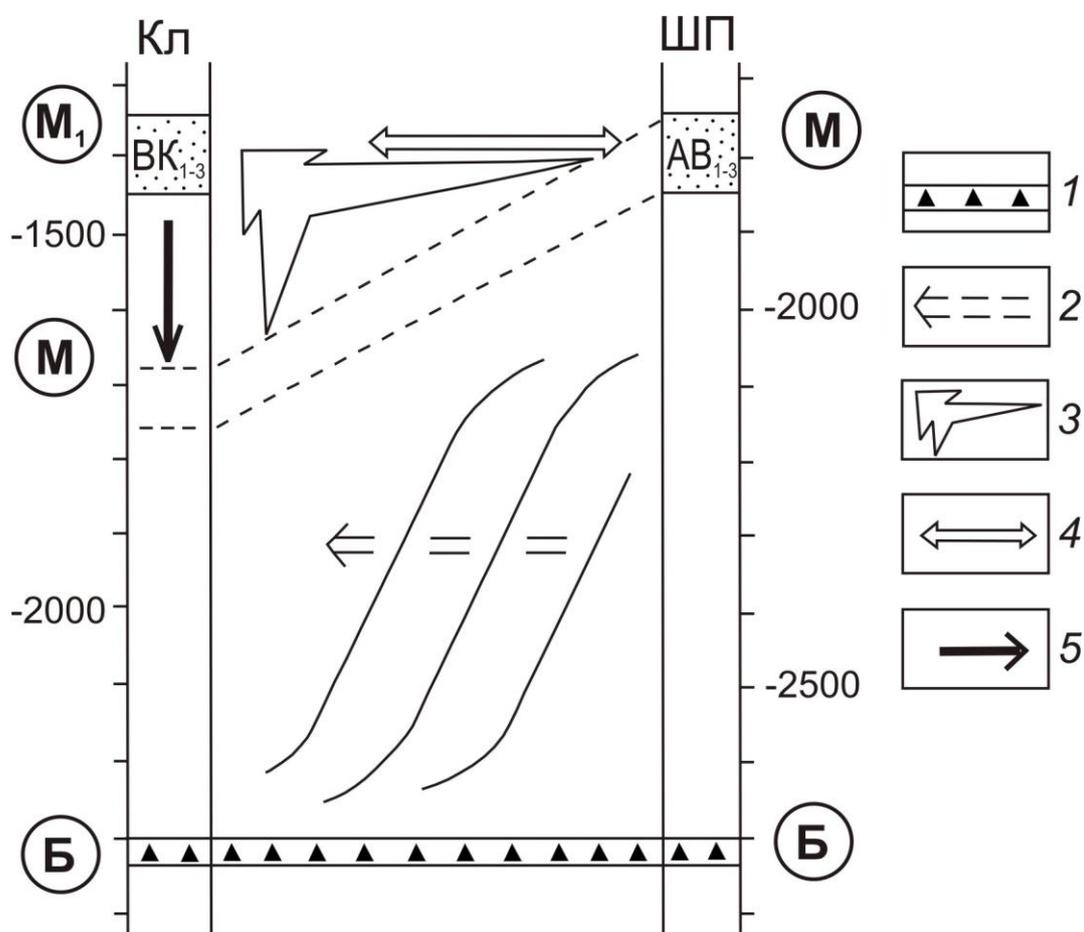


Рис. 7.8. Сравнительный анализ в изучении горизонтов AB_{1-3} и BK_{1-3} (Кл – Красноленинский свод, ШП – Широтное Приобье); глубины около колонок условные; в кружках – отражающие горизонты:

1 – баженовская свита («нулевой» горизонт): см. также рис. 7.3; 2 – продвижение неокомских клиноформ с востока на запад; 3 – прогноз Ю. Н. Карогодина (см. текст); 4 – тождественность (эквивифинальность) горизонтов AB_{1-3} и BK_{1-3} (см. п. 7.1); 5 – прогноз перспектив фроловской свиты (см. текст)

Отдельно обратимся к стрелке, показанной на рис. 7.8 под № 5. В небольшой статье десятилетней давности [29] имеется достаточно много сведений, взаимно верифицирующих наши самостоятельно выполненные построения. Приведем несколько «пунктирных» отрывков из нее.

«Переход к новому этапу освоения недр сопровождается значительными открытиями так называемых «пропущенных залежей», вскрытых сотнями поисковых и эксплуатационных скважин. ... Наиболее показателен пример Красноленинского свода. При высокой оценке его потенциальных ресурсов ... неокомская часть разреза никогда не рассматривалась как потенциальный объект поиска нефти.

... В. П. Игошкиным ... установлено, что в осевой части Западно-Сибирского палеобассейна на уровне быстринской (готерив / баррем. – *Авт.*) трансгрессии от основной его части обособился «Фроловский» осадочный бассейн, который полностью сформировался в период последующей алымской трансгрессии. ...

Дефицит песчаного материала на момент накопления осадков и отсутствие обширных вдольбереговых течений из-за замкнутости бассейна должны были приводить к его концентрации только в пределах достаточно узких зон в областях впадения палеодельтовых систем. ...

... по данным изучения керна скв. 430, неокомские отложения представлены очень тонким (5-10 см) ритмичным чередованием аргиллитов и нефтенасыщенных алевролитов. Вместе с тем в скв. 40001 Каменной площади, расположенной наиболее близко к зоне транзита, на диаграммах ПС отмечаются прямые качественные признаки коллектора мощностью до 3-5 м».

2. Представляется возможной и *экстраполяция* ряда представлений о меловых границах на некоторые горизонты юрских отложений. Прежде всего это касается границы нижнеплитного (тюменская свита) (ОГ Т: см. рис. 7.3) и собственно плитного этапов. Ее принципиальная схожесть описана нами в работах [188, 192, 194], где, в частности, отмечена «рябчиковость» коллектора Ю₂ на отдельных площадях, связанная с довольно интенсивной биотурбированностью мелководных приливно-отливных отложений. Дополним, что такая «рябчиковость» еще в большей степени присуща инициальным отложениям васюганского горизонта (пахомовская пачка и коллектор Ю₂⁰). Данный интервал применительно к Шаимскому НГР нами детально охарактеризован в работе [188]. В ней, в частности, используя нелинейные представления, мы отметили, что для перехода тюменской свиты в вышележащие морские отложения абалакской свиты / вогулкинской пачки применимо явление гистерезиса (рис. 7.9). В условиях почти мгновенного (в геологическом, естественно, плане) погружения «сверхмелководных» обстановок в довольно глубоководную ситуацию сработал, и весьма своеобразно, «эффект памяти»: механизм осадконакопления (генетический тип) остался тем же, а обстановка (фацция) кардинально изменилась. Этот процесс показан на рис. 7.8 и именно для пахомовской пачки Широкого Приобья охарактеризован П. А. Яном и др. [231].

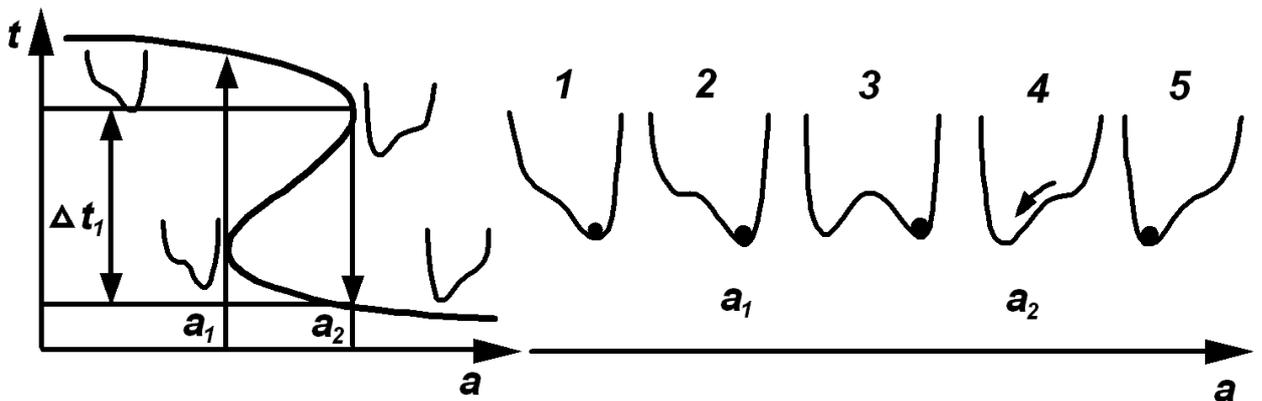


Рис. 7.9. Изменения состояния системы (a, t) при изменении состояния a [140]: вверху цифрами от 1 до 5 показана яма, в которой находится шарик с большим коэффициентом трения. При последовательном изменении конфигурации дна ямы от положения, обозначенного цифрой 1 до прямо противоположного (5), в некоторый момент (4) шарик вкатывается в противоположный максимум, а система делает катастрофический скачок с величиной Δt_1

В продолжение этих размышлений завершим как главу, так и работу в целом некоторым нелинейно-седиментологическим эссе, вновь проиллюстрированным образцами керн (фототабл. XIV). Показанные в ней неоднократно упомянутые и описанные в разных целях «рябчики» представляют собой уже не ватты в понимании тонкого бимодального переслаивания пород (пусть даже нарушенной рябью и биотурбациями). Во многом это уже рябь вихревых потоков. Энергия ветра передается от атмосферы толще воды, в воде возникают вихревые токи. Дело в том, что столб воды грубо можно представить себе слоистым, со скольжением слоев относительно друг друга (экмановский эффект). В результате возникают, с одной стороны, инерционные движения слоев в каком-то одном направлении (масса, помноженная на начальное ускорение и вектор, задаваемые ветром), с другой – торможение вследствие трения слоев между собой. При этом торможение возрастает с ростом глубины, наиболее глубокие слои наименее подвижны. Кориолисова закручивающая сила, накладываясь на эти движения, создает вихри в толще воды в виде воронок, в неглубоких бассейнах достигающих дна (экмановские эффекты ощущаются до 100 м). Именно этот вихрь баламутит донный осадок на мелководье, перенося его с места на место. Это не темпеститы, когда штормовая волна (ее основание) поднимает и переносит взвесь однократно; и не осадки нагонных ветров в эстуариях, когда нагонная ветровая волна в сочетании с приливной гонит взвесь вверх по эстуарию; и не ламинарные стойки ваттов, возникающие в желобах стока в результате отливной волны. Результат данного процесса реализован в обстановке, которую можно определить как вихревые течения (англ. *vortex flow*). Показанные в фототабл. XIV образцы представляют собой «зеркальное» отражение процессов активно-мелководной седиментации: для AB_1 – финально-седиментологического этапа (M), а для $Ю_2^0$ – инициального, с эффектом «памяти» (см. выше).

Все перечисленное, на наш взгляд, дает существенный ключ к пониманию механизмов юрско-мелового осадконакопления ЗСОМБ, одновременно ставя новые проблемы на пути их дальнейшего постижения.

Фототаблица XIV

Активно-мелководные обстановки седиментации («рябчики»)

Фиг. 1. Алевролит крупнозернистый, с прослоями и линзами мелкозернистого алевритового материала. Активная рябь волнения. Частично биотурбирован. В нижней части и посередине образца толстые (1-3 см) слойки хорошо сортированного почти массивного материала дистальных отмелей.

Образец показан в двух плоскопараллельных распилах, которые иллюстрируют высокую изменчивость текстуры на коротком расстоянии (1 см).

«Рябчик» Самотлорского месторождения (коллектор АВ₁)

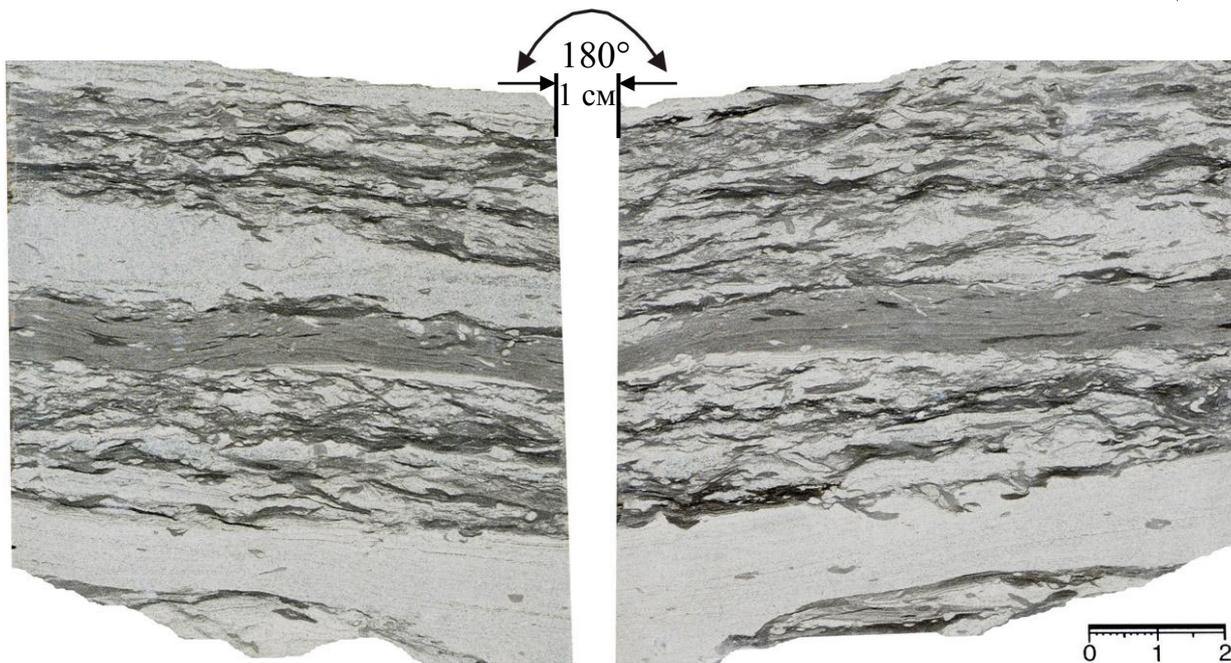
Фиг. 2. Алевролит крупнозернистый с примесью тонкозернистого песчаного и мелкозернистого алевритового материалов. Последний фиксирует активную рябь волнения.

Стрелками показаны фрагменты со стабильной текстурой: вверху – отторженец – «окатыш» недавнего перемещения; внизу – реликт с отчетливой миллиметровой первичной слоистостью.

«Рябчик» Самотлорского месторождения (коллектор АВ₁)

Фиг. 3. Бимодальное сочетание мелко-крупнозернистого алевролита и тонко (мелко) зернистого песчаника. При средней сортировке суперактивная динамика, выраженная в активной волновой динамике. Интенсивно биотурбирован; большое количество довольно крупного растительного детрита.

Северо-Покачевское месторождение. Скв. 211, глубина 2884 м. Паховская пачка, коллектор Ю₂⁰



Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В своей первой книге по тюменской свите Шаимского нефтегазоносного района мы определили ее место в качестве «связующего звена» в раннемезозойских угленосных формациях Северной Евразии [202]. Двумя последующими работами по той же тюменской свите [188, 194] была впервые реализована известная методика фациально-циклического анализа для глубокозалегающих терригенных толщ, содержащих флюидные УВ. Принципиальная новизна этих исследований заключается в смещении акцентов исследований с угольных пластов на терригенные коллекторы, по сути являющиеся своего рода антиподами по положению в разрезе. Четвертой книгой был протянут «мостик» к более молодым продуктивным отложениям Шаимского и отчасти Красноленинского НГР [192]. Наконец, представляемая работа, полностью посвященная меловым безугольным отложениям, является во всех отношениях пионерной в области использования фациально-циклического анализа при изучении терригенных нефтегазоносных толщ, не содержащих угольные пласты или прослои. Последние, как известно, представляют собой отличные палеоиндикаторы климата и рельефа. Именно их наличием собственно и определена методология фациально-циклических исследований, более полувека назад разработанная для среднего карбона Донецкого бассейна [23, 195].

Выполнение исследований по продуктивному горизонту викуловской свиты восточной части Красноленинского месторождения затруднялось недостатком кернового материала, обычным для нефтегазовой литологии. Однако, даже с учетом этого фактора, в ходе работ удалось получить ряд сведений, в том числе имеющих нетривиальный характер. В целом они сведены к следующим итоговым результатам.

- Функцию «введения в проблему» выполнила 1-я глава, с геологической характеристикой объекта исследований. Помимо компилятивных сведений и новых данных о нефтегазоносности объекта специальное внимание уделено проблематике в стратиграфическом строении разреза верхней части нижнемеловых отложений. В частности, отмечено, что принятый позднеаптский вопрос викуловской свиты не является окончательным и подлежит дополнительному изучению и уточнению.

- Определенное внимание уделено методике исследований терригенных, по большей части «немых» палеонтологических толщ и методу актуализма при генетических (фациальных) реконструкциях. Особенно подчеркнута значимость и необходимость *эмпирической проверяемости* модельных представлений, четко сформулированной С. И. Романовским [170]. Показаны разные методологии фациальных реконструкций (включая сейсмофациальный анализ и выделение т. н. электрометрических моделей фаций), с их достоинствами и недостатками.

- На основании детального разбора структурно-вещественных характеристик изученных отложений (диагностических признаков) определен гранулометрический и петрографический состав песчаников, выполнена оценка

алевроаргиллитов. Визуальная и микроскопическая оценка пород дополнены результатами лабораторных исследований.

- Предложена схема фациального расчленения изучаемых отложений, «вмонтированная» как в общую схему реализации осадочного процесса, используемую в России и за рубежом, так и в схемы, применяемые в рамках фациально-циклического анализа. Показано, что осадконакопление происходило в относительно ограниченном диапазоне переходных и бассейновых макрофаций, с преобладанием *полуизолированного малоподвижного* (БП) *мелководья*. Меньшим развитием пользовались обстановки (в порядке убывания) открытого подвижного мелководья (БМ), конусов выноса подводной части дельты (БД), заливов (БЗ) и надводной равнины (КС, АР). Дана схема поиска фации по правильно определенным диагностическим признакам.

- Для изученных скважин построены фрагменты колонок, в увязке с комплексом геофизических исследований (ГИС). Выполнена иерархическая корреляция разрезов: викуловской свиты в целом – продуктивного горизонта ВК₁-ВК₄ – отдельных фрагментов территории. В результате предложена *миграционно-мутационная модель осадконакопления*, объясняющая усложнения строения толщи относительно плоскопараллельных построений, в том числе «врезами», фиксируемыми на сейсмических разрезах.

- Определены закономерности в строении разреза верхней части викуловской свиты (цикличность). Интервал коллекторов ВК₁-ВК₃ соответствует *литоциклу II порядка с толщиной 60 м*, немного превышающей «стандартный» диапазон 25-50 м, установленный для внутриконтинентальных толщ Северной Евразии юрского возраста, в т. ч. тюменской свиты Шаимского НГР. В «мутационных» интервалах осадконакопления (в основном границах между коллекторами ВК₁/ВК₂ и ВК₂/ВК₃, являющихся одновременно и границами литоциклов I порядка), конденсирована значительная часть избытка времени, не зафиксированного в реальных геологических объектах и относимого к перерывам разного рода и длительности. Другая доля этого избытка зафиксирована в перерывах диастемального характера, относимых преимущественно к миграционному типу скольжения слойков, слоев и их комплексов (особенно это характерно для коллектора ВК₂).

- Синтезом основных представлений глобального и регионального характера подтверждено, что в целом восточное, южное и западное обрамления Западно-Сибирского аптского сравнительно плоского приемного *внутриконтинентального бассейна* представляли собой классическую сушу. Сам викуловский водный бассейн был изолированным или почти изолированным, существенно мелководным и опресненным. Общая характеристика палеоландшафта полностью соответствует фациальной характеристике отложений (см. выше), взаимодополняя и верифицируя ее с биполярной позиции актуалистического подхода (равно как «настоящее есть ключ к познанию прошлого», так и «прошлое является путем познания настоящего»).

- В результате построения палеогеографических карт по коллекторам ВК₁ и ВК₂ и пролонгации полученных представлений на другие горизонты определено, что ведущей обстановкой осадконакопления явилась приберего-

вая приливно-отливная зона, с формированием прибрежных отмелей, а также вдольбереговых баров и барьерных островов. «Врезы» на сейсмических профилях отвечают продвижению «пальцевых» лопастей подводно-дельтовых конусов выноса по типу третичных дельтовых систем на побережье Мексиканского залива.

- Общим итогом выполненных исследований является представление о *финально-седиментологических* этапах (ФСЭ) в строении меловых отложений Западно-Сибирского осадочного мегабассейна. Выделенные ФСЭ, которым соответствуют ОГ М, М₁ и Г, имеют одинаковое строение, объясняемое эквивинальностью седиментологических процессов (в геологии часто определяемую как конвергентность). Возможна трансляция данного явления на рубеж нижнеплитного и собственно плитного этапов формирования осадочного чехла (ОГ Т).

- Установленные общности и закономерности полностью вписываются в представления, развиваемые в рамках *синергетического мировидения*. Они описаны в «парных» соотношениях: паттерн-модель; верификация-инварианты; система-аттрактор. Во всех случаях показано, как первая составляющая, имеющая традиционный характер, находит выражение и поддается глубокому осмыслению с позиций нелинейной седиментологии, во многом обязанным процессам самоорганизации.

Подводя общие итоги, очередной раз отметим, что представленная работа является первым опытом использования «классического» фациально-циклического анализа для неугленосных толщ Северной Евразии. Допуская и принимая неоднозначность трактовки многих генетических, а значит принципиально непроверяемых вопросов, авторы надеются, что им удалось внести некоторый вклад в развитие представлений о строении меловых толщ Западно-Сибирского осадочного мегабассейна, являющихся главным источником углеводородного сырья, а следовательно, и экономической базой России в целом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулин А. А. Геология Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР, 1981. 312 с.
2. Алексеев В. П. Классический литолого-фациальный анализ как базовый метод при изучении состава и условий формирования раннемезозойских отложений Западно-Сибирской плиты // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО (Шестая научно-практ. конф.). Ханты-Мансийск, 2003. Т.1. С. 145-150.
3. Алексеев В. П. Литологические этюды. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 149 с.
4. Алексеев В. П. Атлас фаций юрских терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.
5. Алексеев В. П. Подводно-дельтовые песчаники юрских отложений Северной Евразии (распространение, значимость и критерии установления) // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО-Югры (Двенадцатая научно-практ. конф.). Ханты-Мансийск, 2009. Т. 1. С. 144-156.
6. Алексеев В. П., Амон Э. О., Лебедев А. И., Федоров Ю. Н. Базальные горизонты и финально-седиментационные этапы: общие представления и реализация в Западно-Сибирском бассейне // К принципам организации природы. Тюмень: Изд-во ТюмГНГУ, 2011. С. 57-62.
7. Алексеев В. П., Амон Э. О., Федоров Ю. Н. К вопросу о временной эквививальности, обусловленной скольжением границ литостратиграфических подразделений терригенного состава // ПАЛЕОСТРАТ-2010. М.: Палеонт. ин-т, 2010. С. 8-9.
8. Алексеев В. П., Лебедев А. И., Прядко А. В., Федоров Ю. Н., Хуснуллина Г. Р. Фациальная корреляция пласта ВК₁ (Красноленинское месторождение) в автоматизированном режиме // Известия вузов. Нефть и газ. 2011. № 4. С. 9-14.
9. Алексеев В. П., Русский В. И., Федоров Ю. Н., Газалеев С. С., Печеркин М. Ф., Свечников Л. И. Значимость и разрешающая способность литолого-фациального анализа при изучении терригенных отложений: проверка гипотезы // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. Вып. 13. С. 55-66.
10. Алексеев В. П., Рыльков С. А., Ворожев Е. С., Медведева Т. Ю., Черемных Д. В. Реализация инвариантов в строении разноранговых литологических единиц (на примере юрско-меловых отложений Западной Сибири) // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО-Югры (Двенадцатая науч.-практ. конф.). Ханты-Мансийск, 2009. Т. 1. С. 116-123.
11. Алескерова З. Т., Ли П. Ф., Осыко Т. И. и др. Стратиграфия мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности // Советская геология. 1957. Т. 55. Вып. 1. С. 145-173.
12. Амон Э. О. Комплексы агглютинирующих фораминифер из хантымансийской свиты (альб, нижний мел) в Среднем и Южном Зауралье // Литосфера. 2005. № 2. С. 97-134.

13. Амон Э. О., Алексеев В. П., Федоров Ю. Н., Лебедев А. И., Савенко В. А. Основные черты палеогеографии аптского морского бассейна запада Западной Сибири // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международ. науч. конф. (Школы) по морской геологии. Т. 1. М., 2009. С. 115-119.
14. Амон Э. О., Алексеев В. П., Федоров Ю. Н., Лебедев А. И., Хуснуллина Г. Р. Литология и фации верхнего апта Красноленинского НГР (Западная Сибирь) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеонтологии. Ульяновск: УлГУ, 2010. С. 41-44.
15. Ампилов Ю. П. От сейсмической интерпретации к моделированию и оценке месторождений нефти и газа. М.: ООО «Издательство Спектр», 2008. 348 с.
16. Аргентовский Л. Ю., Бочкарев В. С., Брадучан Ю. В. и др. Стратиграфия мезозойских отложений платформенного чехла Западно-Сибирской плиты // Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1968. С. 27-95. (Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 11).
17. Арнольд В. И. Теория катастроф. М.: Наука, 1990. 128 с.
18. Атлас «Геологическое строение и нефтегазоносность неокомского комплекса Ханты-Мансийского автономного округа – Югры». Тюмень: ГП НАЦ РН им. В. И. Шпилемана, 2007. 191 с.
19. Атлас «Геология и нефтегазоносность Ханты-Мансийского автономного округа». Ханты-Мансийск, 2004. 148 с.
20. Атлас и объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины в масштабе 1 : 5 000000. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1976. 85 с.
21. Атлас конкреций. Л.: Недра, 1988. 323 с. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 340).
22. Атлас литогенетических типов угленосных отложений Алдано-Чульманского района Южно-Якутского каменноугольного бассейна / А. В. Александров, В. М. Желинский, В. Н. Коробицына, Ш. А. Сяндюков, В. И. Фролов. М.: Наука, 1970. 226 с.
23. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна / Л. Н. Ботвинкина, Ю. А. Жемчужников, П. П. Тимофеев, А. П. Феофилова, В. С. Яблоков. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 368 с.
24. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Том III. Триасовый, юрский и меловой периоды / под ред. Н. Н. Верещагина, А. Б. Ронова. М.: Всесоюзн. Аэрогеол. трест Мингео СССР, 1968.
25. Атлас характерных фораминифер нижнемеловых отложений Прикаспийской низменности, п-ова Мангышлак и Устюрта. Л.: Недра, 1988. 263 с.
26. Ахияров А. В. Электрометрические образы фаций // Геофизика. 2005. № 6. С. 30-34.
27. Бадамшин Э. З., Батырбаева Р. А., Лебедев Н. П., Смелков В. М., Тухватуллин Р. К. Геологические предпосылки поисков рукавообразных углеводородных залежей в Среднем Поволжье // Геология нефти и газа. 1997. № 8. С. 20-25.
28. Байбародских Н. И., Бро Е. Г., Гудкова С. А. и др. Расчленение юрских и меловых отложений в разрезах скважин, пробуренных в Усть-Енисейской

- синеклизе в 1962-1967 гг. // Учен. зап. НИИГА. Сер.: Региональная геология. 1968. Вып. 12. С. 5-24.
29. Бакуев О. В., Мулявин К. М., Хафизов С. Ф., Шутько С. Ю. Перспективы нефтегазоносности неокомских отложений Краснотеннинского свода // Вестник недропользователя. 2001. № 7. С. 54-57.
30. Барабошкин Е. Ю. Бореально-тетическая корреляция зональных биостратиграфических шкал нижнего мела (аммониты, белемниты) // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 2002. С. 9-11.
31. Барабошкин Е. Ю. Раннемеловые проливы Русской плиты // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 4. С. 35-48.
32. Барабошкин Е. Ю. Нижнемеловой аммонитовый зональный стандарт Бореального пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004а. Т. 79. Вып. 6. С. 44-68.
33. Барабошкин Е. Ю. Бореально-тетическая корреляция нижнемеловых аммонитовых шкал // Вестн. МГУ. 2004б. Сер. 4, геол. № 6. С. 10-19.
34. Барабошкин Е. Ю. Палеопродливы, их особенности и значение для стратиграфии // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 6. С. 89-97.
35. Барабошкин Е. Ю. Ихнокомплексы флювиальной дельты (черкашинская свита, готерив-баррем) Салымского свода Западной Сибири // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. Т. 1. С. 27-31.
36. Барабошкин Е. Ю., Веймарн А. Б., Копаевич Л. Ф., Найдин Д. П. Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки: методические рекомендации. М.: Изд-во МГУ, 2002. 169 с.
37. Барабошкин Е. Ю., Захаров В. А., Найдин Д. П. Состояние и перспективы совершенствования мелового зонального бореального «стандарта» // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии М.: Изд-во МГУ, 2002. С. 11-13.
38. Барабошкин Е. Ю., Найдин Д. П., Беньямовский В. Н. и др. Пролливы Северного полушария в мелу и палеогене. М.: МГУ, 2007. 182 с.
39. Барабошкин Е. Ю., Смирнова С. Б. Палеогеография и распределение палиноморфа в разрезах верхнего готерива – альба Русской плиты // Первое Всероссийское совещание «Меловая система России: Проблемы стратиграфии и палеогеографии» (г. Москва, 4-6 февр. 2002 г.): тезисы докладов. М.: Изд-во МГУ, 2002. С. 13-14.
40. Басов В. А., Пчелина Т. М., Василенко Л. В. и др. Обоснование границ осадочных секвенций мезозоя на шельфе Баренцева моря // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 35-49.
41. Безрукова Т. С., Пуртова С. И. К вопросу о границе баррем-аптских отложений в районе Широтного Приобья // Материалы по геологии мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1975. С. 73-76 (Труды ЗапСибНИГНИ; Вып. 101).

42. Бейзель А. Л. Изменения интенсивности сноса осадков – основной фактор образования осадочных комплексов (на материале юры Западной Сибири) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. № 5-6. С. 34-44.
43. Бейзель А. Л. Значение и методы выделения аналогов континентальных поверхностей выравнивания в морских разрезах // Био- и литостратиграфические рубежи в истории Земли. Тюмень: ТюмГНГУ, 2008. С. 62-69.
44. Белозеров В. Б. Кинематическая модель формирования юрско-меловых отложений Западно-Сибирской плиты // Геологическое строение и нефтегазоносность юго-востока Западно-Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 99-106.
45. Белоусов С. Л., Зверев К. В. Палеогеография тюменской свиты юго-западной части Ём-Ёговского лицензионного участка // Нефтяное хозяйство. 2010. № 11. С. 32-34.
46. Белоусов С. Л., Зверев К. В., Нассонова Н. В., Нуколов Е. Н., Чернова Е. В. Палеогеография викуловских отложений Красноленинского свода // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО-Югры (Тринадцатая науч.-практ. конф.). Ханты-Мансийск, 2010. Т. 1. С. 247-254.
47. Бондаренко Н. М. Раннемеловые споры схизейных папоротников в керне Яковлевской скважины 1-Р (север Усть-Енисейского района) // Биостратиграфия мезозоя и кайнозоя некоторых регионов Арктики и Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2001. С. 34-52.
48. Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 542 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 59).
49. Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 1965. 260 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 119).
50. Ботвинкина Л. Н. Тектурный анализ и перспективы его развития // Литология и полезные ископаемые. 1965. № 2. С. 5-18.
51. Ботвинкина Л. Н. Ритмит – особый тектурный тип породы смешанного состава // Литология и полезные ископаемые. 1966. № 5. С. 3-16.
52. Ботвинкина Л. Н., Алексеев В. П. Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1991. 336 с.
53. Боярских Г. К., Никонов В. Ф., Прокопенко В. И. и др. Березовская опорная скважина (Тюменская область). Л.: Гостоптехиздат, 1962. 1226 с. (Серия «Опорные скважины СССР». Труды ВНИГРИ; Вып. 195).
54. Брадучан Ю. В., Булынникова А. А. Основные типы разрезов нижнего мела Западной Сибири // Основные типы разрезов мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1977. С. 43-47. (Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 121).
55. Бугдаева Е. В., Маркевич В. С. Эволюция позднеюрских-раннемеловых болотных экосистем (Российский Дальний Восток) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 10–11: Приложение к журналу «Геология и геофизика». Т. 49. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 199-202.
56. Булатова З. И. Стратиграфия апт-сантонских отложений по фауне фораминифер, радиолярий и остракод // Труды Межвед. совещ. по разраб. уни-

- фицир. стратиграфических схем Сибири 1956 г. Докл. по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. Л.: Гостоптехиздат, 1957. С. 284–289.
57. Булатова З. И. О возрасте викуловской и кошайской свит Западно-Сибирской низменности // Решения и труды Межвед. совещ. по дораб. и уточнен. унифицир. и корр. стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности (г. Тюмень, 21–27 марта 1967 г.). Ч. 2. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1970. С. 53–57.
58. Булатова З. И. Стратиграфия апт-альбских нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской равнины по фораминиферам. М.: Недра, 1976а. 152 с. (Труды СНИИГГиМС; Вып. 209).
59. Булатова З. И. Особенности апт-альбских комплексов фораминифер Петуховского района Западно-Сибирской равнины // Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1976б. С. 122–125. (Тр. СНИИГГиМС. Вып. 173).
60. Буш Д. А. Стратиграфические ловушки в песчаниках: пер. с англ. М.: Мир, 1977. 215 с.
61. Василенко Л. В. Комплексы фораминифер из меловых отложений острова Белый (Карское море) // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеологии, 1997. С. 143–152.
62. Василенко Л. В. Этапы развития раннемеловых фораминифер Баренцевского шельфа на основе изучения Северо-Мурманского разреза // Биостратиграфия мезозоя и кайнозоя некоторых регионов Арктики и Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеологии, 2001. С. 20–34.
63. Вахрушева И. А., Князев А. В., Шихов С. В., Казанцев И. Ю., Снохина А. В. Результаты применения различных систем заводнения на примере викуловской свиты Каменной площади // Нефтяное хозяйство. 2010. № 11. С. 62–65.
64. Волков В. Н. Введение в разведку полезных ископаемых: учеб. пособие. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2006. 136 с.
65. Вылцан И. А. Фации и формации осадочных пород. Томск: Изд-во ТГУ, 2002. 484 с.
66. Габдуллин Р. Р., Копаевич Л. Ф., Иванов А. В. Секвентная стратиграфия: учебное пособие. М.: МАКС Пресс, 2008. 113 с.
67. Геология для нефтяников / под ред. Н. А. Малышева и А. М. Никишина. М. – Ижевск: ИКИ, 2008. 360 с.
68. Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского бассейна. М.: Наука, 1982. 151 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 514).
69. Геология СССР. Т. XIV. Красноярский край. Часть I. Геологическое описание. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 815 с.
70. Геология СССР. Т. II. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. Часть I. Геологическое описание. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 1079 с.
71. Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 547 с.

72. Глазунова А. Е., Балахматова В. Т., Липман Р. Х. и др. Стратиграфия и фауна меловых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: ВСЕГЕИ, 1960. 348 с. (Труды ВСЕГЕИ; Нов. серия; Том 29).
73. Глебов А. Ф. Геолого-математическое моделирование нефтяного резервуара: от сейсмоки до геофлюидодинамики. М.: Научный мир, 2006. 344 с.
74. Глебов А. Ф., Филина С. И. Уточнение региональной индексации продуктивных пластов нижнего мела – необходимый этап для адекватной переоценки ресурсной базы месторождений ООО «ЛУКОЙЛ-Западная Сибирь» в широтном Приобье // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, 2006. Т. 1. С. 214-220.
75. Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. СПб., 1868. 143 с. См. также: Литология и геология горючих ископаемых. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2009. Прилож. к вып. III (19). С. 24-183 (репринтное воспроизведение).
76. Гончаров М. А., Талицкий В. Г., Фролова Н. С. Введение в тектонофизику. М.: КДУ, 2005. 496 с.
77. Горяинов П. М., Иванюк Г. Ю. Самоорганизация минеральных систем. Синергетические принципы геологических исследований. М.: ГЕОС, 2001. 312 с.
78. Грамберг И. С., Ронкина З. З. Позднепалеозойско-мезозойский этап в истории палеогеографического развития Советской Арктики // Мезозой Советской Арктики. Новосибирск: Наука, 1983. С. 12-19.
79. Гриффитс Дж. Научные методы исследования осадочных пород. М.: Мир, 1971. 421 с.
80. Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления: пер. с англ. М.: Мир, 1971. 284 с.
81. Дельты – модели для изучения: пер. с англ. М.: Недра, 1979. 232 с.
82. Дмитриевский А. Н. Системный литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов. М.: Недра, 1982. 230 с. (Избранные труды. М.: Наука, 2008. Т. 1. С. 24-250).
83. Долгин В. Н. Древний сток пра-Оби и история формирования Енисея // Вестник ТГПУ. Естественные и точные науки. 1999. Вып. 7 (16). С. 34-38.
84. Егоров Д. Г. Изменение парадигм в современных науках о Земле. М.: Academia, 2004. 184 с.
85. Ежова А. В. Литология: учебник. Томск: Изд-во ТПУ, 2007. 336 с.
86. Еремеев Н. В., Еремеев В. В. Литология, фации и коллекторские свойства верхнеберриасских-нижневаланжинских отложений севера Западной Сибири и прогноз коллекторов нефти и газа // Бюл. МОИП, отд. геол. 2010. Т. 85. Вып. 3. С. 29-44.
87. Еремеева А. И., Белоусова Н. А. Стратиграфия и фауна фораминифер меловых и палеогеновых отложений восточного склона Урала, Зауралья и Северного Казахстана // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 9. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 3-190.

88. Ершова Е. С. Объяснительная записка к биостратиграфической схеме юрских и нижнемеловых отложений архипелага Шпицберген. Л.: Изд-во ПГО Севморгеология, 1983. 88 с.
89. Жарков А. М., Цимбалюк Ю. А. Основы локального прогноза неантиклинальных ловушек УВ в ачимовской толще на примере юга Западной Сибири // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИИГГ, 2008. С. 112-117.
90. Жемчужников Ю. А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения // Труды Института геологических наук АН СССР. Вып. 90. Угольная серия (№ 2). 1947. С. 7-18. См. также: Литология и геология горючих ископаемых. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2009. Вып. IV (20). С. 321-332 (репринтное воспроизведение).
91. Жемчужников Ю. А. Что такое фация? // Литологический сборник. М.: Гостоптехиздат, 1948. Вып. I. С. 50-58. См. также: Литология и геология горючих ископаемых. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010. Вып. V (20). С. 340-348 (репринтное воспроизведение).
92. Западная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России. Т. 2. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 477 с.
93. Запивалов Н. П., Смирнов Г. И., Харитонов В. И. Фракталы и наноструктуры в нефтегазовой геологии и геофизике. Новосибирск: Акад. Изд-во «Гео», 2009. 131 с.
94. Захаров В. А., Богомолов Ю. И., Ильина В. И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 5. С. 927-956.
95. Захаров В. А., Маринов В. А., Агалаков С. Е. Альбский ярус Западной Сибири // Геология и геофизика. 2000а. Т. 41, № 6. С. 769-791.
96. Захаров В. А., Маринов В. А., Шульгина М. В. Альбские моллюски и фораминиферы в Арктической биогеографической провинции // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 2000б. С. 39.
97. Захаров В. А., Шурыгин Б. Н., Курушин Н. И. и др. Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 155-181.
98. Захаров Ю. Д., Смышляева О. П., Шигэта Я. И. др. Новые данные по изотопному составу юрских и раннемеловых цефалопод Евразии и их значение для палеоклиматических реконструкций // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии (Материалы Третьего Всерос. совещания, г. Саратов, 26-30 сентября, 2006 г.) Саратов: Изд-во СО ЕАГО, 2006. С. 63-65.
99. Здобнова Е. Н. Палинологическая характеристика аптских отложений в разрезах Северного Каспия (на примере Ракушечной площади) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Ульяновск: Изд-во УлГУ, 2010. С. 155-158.
100. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.

101. Злобина О. Н. Условия седиментации меловых отложений Енисей-Хангангского бассейна и прилегающих районов Западной Сибири // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии (Материалы Третьего Всерос. совещания, г. Саратов, 26–30 сентября, 2006 г.). Саратов: Изд-во СО ЕАГО, 2006. С. 85-87.
102. Зорина С. О. Об относительной скорости геологических событий и диахронности лито- и биостратиграфических границ в готерив-аптских отложениях востока Русской плиты // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2007. С. 89-98.
103. Зорина С. О. Изохронные и диахронные границы в готерив-аптских отложениях востока Русской плиты // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 68-70.
104. Зорина С. О. Среднеюрские и палеоценовые осадочные последовательности востока Русской плиты (тектоно-эвстатический и литолого-генетический аспекты формирования, полезные ископаемые): автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Казань, 2011. 44 с.
105. Иванов Г. А. Угленосные формации. Л.: Наука, 1967. 407 с.
106. Иванюк Г. Ю., Горяинов П. М. и др. Самоорганизация рудных комплексов. Синергетические принципы прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2009. 392 с.
107. Игошкин В. П. Индексация нижнемеловых сейсмогоризонтов и сеймо-стратиграфических комплексов на территории ХМАО // Вестник недропользователя Ханты-Мансийского автономного округа. 2001. № 06 (<http://www.oilnews.ru/magazine/2001-06-14.html>)
108. Каледя Г. А. К изучению закономерностей изменчивости состава пород на тектонических структурах платформенных областей // Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ. М.: Наука, 1972. С. 158-172.
109. Каледя Г. А. Изменчивость отложений на тектонических структурах (ее значение для поисков полезных ископаемых). М.: Наука, 1985. 192 с.
110. Карогодин Ю. Н. Перспективы нефтегазоносности верхнеаптских отложений Западной Сибири // Геология и геофизика, 1967. № 5. С. 14-25.
111. Карогодин Ю. Н. Седиментационная цикличность. М.: Недра, 1980. 242 с.
112. Карогодин Ю. Н. Системная модель стратиграфии нефтегазоносных бассейнов Евразии. Т. 1.: Мел Западной Сибири. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2006. 166 с.
113. Карогодин Ю. Н. Нефть и газ «викуловской» свиты // Наука в Сибири. № 41 (2676) 16 октября 2008 г.
114. Карогодин Ю. Н. Отличие васюганского литмостратона от одноименного стратона-свиты (и горизонта) юры Западной Сибири // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. Т. 1. С. 132-134.

115. Карогодин Ю. Н., Самохин А. А., Волкова Н. А., Курдина А. В. Системно-стратиграфическая модель альб-сеноманских нефтеносных отложений Красноленинского района Западной Сибири и ее практическое значение // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень, 2006. С. 77-83.
116. Карцева Г. Н., Ронкина З. З., Колокольцева Е. П. Стратиграфия юрских и меловых отложений // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л.: Недра, 1971. С. 7-18.
117. Каталог литолого-стратиграфических разбивок разрезов поисково-разведочных скважин. Т. 1. Ханты-Мансийск, 2000. 432 с.
118. Князева Е. Н., Курдюмов С. П. Основания синергетики. Синергетическое мировидение. М.: КомКнига, 2005. 240 с.
119. Князева Е. Н., Курдюмов С. П. Синергетика: Нелинейность времени и ландшафты коэволюции. М.: КомКнига. 2007. 272 с.
120. Козлов И. Г., Ястребова Т. А., Пуртова С. И., Серебрякова З. Д. Ханты-Мансийская опорная скважина (Тюменская область). Л.: Гостоптехиздат, 1961. 76 с. (Серия «Опорные скважины СССР». Труды ВНИГРИ. Вып. 176).
121. Конторович А. Э., Вакуленко Л. Г., Казаненков В. А. и др. Седиментогенез коллекторов среднего-верхнего бата и их нефтеносность в Широном Приобье // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 2. С. 187-200.
122. Конторович А. Э., Нестеров И. И., Салманов Ф. К., Сурков В. С., Трофимук А. А., Эрвье Ю. Г. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 690 с.
123. Конторович В. А. Мезозойско-кайнозойская тектоника и нефтегазоносность Западной Сибири // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 4. С. 461-474.
124. Коровина И. О., Шашкова З. В., Вяльцев В. В., Бабурин А. Н., Марченко Е. А. Рост потенциалов УВ юга Тюменской области // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИИГГ, 2008. С. 314-319.
125. Короновский Н. В., Хаин В. Е., Ясаманов Н. А. Историческая геология: учебник. 2-е изд., перераб. и дополн. М.: Академия, 2006. 464 с.
126. Корреляция карбоновых угленосных формаций Львовско-Волынского и Люблинского бассейнов / В. Ф. Шульга и др. Киев: Варта, 2007. 427 с.
127. Костева Н. В. Распределение тяжелых минералов в мезозойских осадочных породах архипелага Земля Франца-Иосифа (по новейшим данным) // Стратиграфические и фациальные методы изучения фанерозоя: Ученые записки кафедры исторической геологии / под ред. В. А. Прозоровского. Вып. 1. СПб.: СПбГУ, 2000. С. 69-76.
128. Косыгин Ю. А. Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
129. Крамбейн У., Кауфмен М., Мак-Кеммон Р. Модели геологических процессов: пер. с англ. М.: Мир, 1973. 150 с.
130. Крапивнер Р. Б. Ваттовые отложения бассейнов Нижней Оби и Печоры и их значение для понимания палеогеографии четвертичного периода // Сборник статей по геологии и гидрогеологии. Вып. 4. М.: Недра, 1965. С. 130-155.

131. Красилов В. А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1986. 240 с.
132. Кропачев Н. М., Скачек К. Г. Реконструкции литолого-фациальных моделей горизонта Ю₁ васюганской свиты по данным сейсморазведки и бурения. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 187 с.
133. Кузнецов В. Г. Проблемы нефтегазовой литологии // Литология и геология горючих ископаемых. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. Вып. I (17). С. 16-24.
134. Кукал Зд. Скорость геологических процессов: пер. с чешск. М.: Мир, 1987. 246 с.
135. Лапшина Е. Д. Флора болот юго-востока Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2003. 296 с.
136. Ларочкина И. А. О происхождении врезов в турнейских породах Татарстана // Геология нефти и газа. 1987. № 6. С. 45-48.
137. Ларочкина И. А. Палеогеоморфологическая обстановка осадконакопления радаевско-бобриковских отложений и ее влияние на формирование коллекторов // Тр. ТатНИПИнефть. Вып. 60. 1987. С. 28-38.
138. Лидер М. Р. Седиментология. Процессы и продукты: пер. с англ. М.: Мир, 1986. 439 с.
139. Лукьянов Э. С. Соавтор «рябчика» // Главные геологи нефтегазового комплекса Тюменской области. Т. 2. Новосибирск: Изд-во «Приобские ведомости», 2010. С. 430-431.
140. Малинецкий Г. Г. Математические основы синергетики. Хаос, структуры, вычислительный эксперимент. М.: КомКнига, 2005. 312 с.
141. Марченко Е. А., Шилова Ю. В. Использование геолого-статистического анализа для прогноза фациальной характеристики разреза // Нефтяное хозяйство. 2010. № 2. С. 30-33.
142. Маслов А. В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 220 с.
143. Медведев А. Л. Врезанные речные долины: история изучения и современное состояние вопроса // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2010. № 4. С. 31-43.
144. Медведев А. Л. Комплекс заполнения врезанных долин – новый нефтеперспективный объект в меловых отложениях Красноленинского свода Западной Сибири (на примере Каменного месторождения): автореферат дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб., 2010. 24 с.
145. Медведев А. Л., Хэндфорд Р., Лопатин А. Ю. и др. Новый нефтеперспективный объект – комплекс заполнения врезанных долин в продуктивных пластах викуловской свиты Каменного месторождения // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2009. № 1. С. 4-20.
146. Меловая система. Полутом 2 / отв. ред. М. М. Москвин. М.: Недра, 1987. 326 с.

147. Месежников М. С., Балабанова Т. Ф., Варениннова Т. А. и др. Палеогеография Севера СССР в юрском и меловом периодах. Л.: Недра, 1971. С. 3-132 (Тр. ВНИГРИ. Вып. 304).
148. Мкртчян О. М., Трусов Л. Л., Белкин Н. М., Дегтев В. А. Сейсмогеологический анализ нефтегазовых отложений Западной Сибири. М.: Наука, 1987. 126 с.
149. Муромцев В. С. Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.
150. Мухаметшин Р. З. Палеоврезы и их роль в освоении трудноизвлекаемых запасов нефти. М.: ООО «Геоинформмарк», 2006. 80 с.
151. Нежданов А. А. Некоторые теоретические вопросы циклической седиментации // Литмологические закономерности размещения резервуаров и залежей углеводородов. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1990. С. 60-79.
152. Нежданов А. А., Огибенин В. В., Куренко М. И., Сапожникова С. В., Топычканова Е. Б. Региональная литостратиграфическая схема мезозоя и кайнозоя Западной Сибири и основные закономерности размещения неантиклинальных ловушек углеводородов // Литмологические закономерности размещения резервуаров и залежей углеводородов. Новосибирск: Наука, 1990. С. 80-108.
153. Нестеров В. Н., Харахинов В. В., Семянов А. А., Шленкин С. И., Глебов А. Ф. Геологическая доразведка нефтяных месторождений Нижневартовского Приобья. М.: Научный мир, 2006. 192 с.
154. Нестеров И. И. (мл.), Бородкин В. Н., Милицкая К. А. Нижнемеловые стратоны и клиноформная модель строения Западной Сибири // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы Четвертого Всерос. совещания, г. Новосибирск, 19-23 сентября, 2008 г. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 132-135.
155. Обстановки осадконакопления и фации: пер. с англ. / под ред. Х. Г. Рединга. М.: Мир, 1990. Т. 1. 352 с.; Т. 2. 384 с.
156. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. 526 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 543).
157. Папулов Г. Н. Меловые отложения Урала (стратиграфия, палеогеография, палеотектоника). М.: Наука, 1974. 202 с.
158. Периодические процессы в геологии. Л.: Недра, 1976. 264 с.
159. Петтиджон Ф. Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники: пер. с англ. М.: Мир, 1976. 534 с.
160. Пещевицкая Е. Б. Палиностратоны нижнего мела Севера Сибири // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы Третьего Всерос. совещания, г. Саратов, 26–30 сентября, 2006 г.) / отв. ред. В. А. Мусатов. Саратов: Изд-во СО ЕАГО, 2006. С. 112-114.
161. Пещевицкая Е. Б., Лебедева Н. К. Географическая дифференциация палинофлор на территории Западной Сибири в раннемеловую эпоху // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 6. С. 525-538.

162. Попов В. И., Тихомиров С. В., Макарова С. Д., Филиппов А. А. Ритмо-стратиграфические, циклостратиграфические и литостратиграфические подразделения. Ташкент: ФАН, 1979. 112 с.
163. Прозоровский В. А. Начала стратиграфии. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 228 с.
164. Путь в синергетику. Экскурс в десяти лекциях. М.: КомКнига, 2005. 304 с.
165. Рейнек Г.-Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления: пер. с англ. М.: Недра, 1981. 439 с.
166. Решения 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (г. Тюмень, 14–18 мая 1990 г.). Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1991. 54 с.
167. Решения 6-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западно-Сибирской равнины (г. Новосибирск, 2003 г.). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с., прил. 3 на 31 листе.
168. Ровнина Л. В. Палиностратиграфия нижнемеловых отложений Западной Сибири // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии М.: Изд-во МГУ, 2002. С. 85-87.
169. Ровнина Л. В., Родионова М. К., Садовникова Т. К. и др. Комплексные исследования стратиграфии юры и нижнего мела Западной Сибири. М.: Наука, 1978. 138 с.
170. Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
171. Романовский С. И. Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. Л.: Недра, 1985. 263 с.
172. Романовский С. И. Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с.
173. Ростовцев Н. Н., Алескерова З. Т., Еганов Э. А. и др. Стратиграфия мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности // Труды Межвед. совещ. по разраб. унифицир. стратиграфических схем Сибири 1956 г. Докл. по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. Л.: Гостоптехиздат, 1957. С. 113-129.
174. Рыбак В. К., Волков М. А., Николаева Е. А. Особенности строения залежей нефти в отложениях викуловской свиты Краснотенинского свода // Ускоренная разведка месторождений нефти и газа. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 59-62.
175. Сакс В. Н. Палеогеография Арктики в юрском и меловом периодах // Сакс В. Н. Избранные труды: в 2 т. Т. 1: Биостратиграфия и палеобиогеография мезозоя Сибири. Новосибирск: Гео, 2007. С. 386-416.
176. Сакс В. Н., Грамберг И. С., Ронкина З. З., Аполлонова Э. И. Мезозойские отложения Хатангской впадины. Л.: Гостоптехиздат, 1957. 225 с. (Тр. НИИГА; Вып. 99).
177. Сакс В. Н., Ронкина З. З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 229 с.

178. Северное Приобье Западной Сибири. Геология и нефтегазоносность неокома (системно-литмологический подход) / Ю. Н. Карогодин, В. А. Казаненков, С. А. Рыльков, С. В. Ершов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 200 с.
179. Седиментология: пер. с польск. М.: Недра, 1976. 646 с.
180. Селли Р.^{*)} Введение в седиментологию: пер. с англ. М.: Недра, 1981. 370 с.
181. Селли Р. Ч. Древние обстановки осадконакопления: пер. с англ. М.: Недра, 1989. 294 с.
182. Сигов А. П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.
183. Сидоренков А. И. Опыт и методика применения конкреционного анализа для прогнозирования литологических ловушек углеводородов // Атлас конкреций. Л.: Недра, 1988. С. 164-167.
184. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов /В. Н. Шванов, В. Т. Фролов, Э. И. Сергеева и др. С-Пб.: Недра, 1998. 352 с.
185. Ситникова З. И., Папулов Г. Н., Эдигер И. С., Амон Э. О. Опорный разрез меловых отложений южной части Зауральской структурно-фациальной зоны (Курганское Зауралье). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 140 с.
186. Скоробогатов В. А., Строганов Л. В., Копеев В. Д. Геологическое строение и газонефтеносность Ямала. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003. 352 с.
187. Скоробогатов В. А., Строганов Л. В. Гыдан: геологическое строение, ресурсы углеводородов, будущее... М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2006. 261 с.
188. Состав и генезис отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазозносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.
189. Стирс Д. А. Физиография засоленных маршей // Изв. АН СССР, сер. географ. 1958. № 6. С. 40-68.
190. Стратиграфические и литологические залежи нефти и газа: пер. с англ. / под ред. Р. Е. Кинга. М.: Недра, 1975. 472 с.
191. Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. Л.: Недра, 1979. 592 с.
192. Стратиграфия и палеогеография мезозойско-кайнозойского чехла Шаимского нефтегазозносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010. 257 с.
193. Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазозносных отложений Западно-Сибирской низменности. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1972. 227 с. (Труды ЗапСибНИГНИ; Вып. 48).

^{*)} Так в выходных данных. На обложке и титульном листе значится Р. К. Селли, от Richard C. Selley в оригинале (1976 г.). Правильно Р. Ч. Селли (от второго имени Charles или Чарльз), что выполнено при переводе третьего издания книги об обстановках [181] 1985 г. (1-е вышло в 1970 г.).

194. Строение и корреляция отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2009. 227 с.
195. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна / Ю. А. Жемчужников, В. С. Яблоков, Л. И. Боголюбова, Л. Н. Ботвинкина, А. П. Феофилова, М. И. Риттенберг, П. П. Тимофеев, З. В. Тимофеева. М.: Изд-во АН СССР. Ч. 1. 1959. 331 с. Ч. 2. 1960. 346 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 15).
196. Стюарт Р. В. Атмосфера и океан // Океан. М.: Мир, 1971. С. 44-61.
197. Тимонин Н. И. Строение литосферы и нефтегазоносность Баренцево-Карского региона // Литосфера. 2009. № 2. С. 41-55.
198. Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 556 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 197).
199. Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 204 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 198).
200. Тимофеев П. П. Эволюция угленосных формаций в истории Земли. М.: Наука, 2006. 204 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 557).
201. Тихонова И. С., Жужель Т. С. Интеграция фациальных исследований и сейсмогеологических данных для эффективного прогноза развития коллекторов // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИИГГ, 2008. С. 310-314.
202. Угленасыщенность, петрографический состав и метаморфизм углей тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 158 с.
203. Умова Л. А., Цаур Г. И., Шатров В. П. Палеогеография восточного склона Урала и Зауралья в меловое и палеоценовое время. Свердловск: УФ АН СССР, 1968. 83 с.
204. Ухлова Г. Д., Варламов С. Н., Кос И. М., Медведев Н. Я. Особенности строения неокомских отложений восточного склона Фроловской мегавпадины (на примере Ляминской площади) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. № 10.
205. Фанерозой Сибири. Т. 2. Мезозой, кайнозой. Новосибирск: Наука, 1984. 151 с.
206. Фищенко А. Н., Зверев К. В., Романчев М. А. Сиквенс-стратиграфия продуктивного горизонта ЮВ₁ на территории Бахилловского и Верхнеколик-Ёганского месторождений // Нефтяное хозяйство. 2010. № 2. С. 5-9.
207. Фокин П. А., Демидова В. Р., Яненко В. М. и др. Состав и условия образования продуктивных толщ нижнехетской и яковлевской свит нижнего мела Ванкорского газонефтяного месторождения (северо-восток Западной Сибири) // Геология нефти и газа. 2008. № 6. С. 11-18.
208. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. 375 с. (Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5).
209. Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1964. 456 с. (Труды ВНИГРИ. Вып. 234).

210. Фролов В. Т. О происхождении ритмичности дельтовых угленосных толщ // Бюл. МОИП, отд. геол. 1972. Т. XLVII, № 4. С. 111-124.
211. Фролов В. Т. Наука геология: философский анализ. М.: Изд-во МГУ, 2004. 128 с.
212. Харбух Дж., Бонэм-Картер Г. Моделирование на ЭВМ в геологии: пер. с англ. М.: Мир, 1974. 246 с.
213. Хенриксен Э., Ступакова А. В. Российско-норвежское сотрудничество в изучении геологического строения и углеводородного потенциала Западной Арктики // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2006. № 5. С. 70-79.
214. Хисамов Р. С., Гатиятуллин Н. С., Гафуров Ш. З., Хасанов Р. Р. Геология и ресурсы Камского угольного бассейна на территории Республики Татарстан. Казань: Изд-во «Фэн» Академии наук РТ, 2009. 159 с.
215. Холодов В. Н. Кривая Л. И. Салопа – Дж. Гиллули – реальность или артефакт? // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 2. С. 49-65.
216. Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность: пер. с англ. М.: Мир, 1983. 328 с.
217. Циклическая и событийная седиментация: пер. с англ. М.: Мир, 1985. 504 с.
218. Чернова О. С. Литолого-фациальный и формационный анализ нефтегазоносных толщ: учебное пособие по краткому курсу. Томск: Изд-во М ЦППС НД, 2007. 258 с.
219. Чернова О. С. Седиментология резервуара: учебное пособие по краткому курсу. Томск: Изд-во ЦППС НД, 2007. 295 с.
220. Чернова О. С. Основы геологии нефти и газа: учебное пособие. Томск: Изд-во ТПУ, 2008. 372 с.
221. Чернова О. С. Систематика и иерархия природных резервуаров как основа палеоседиментологического моделирования // Изв. ТПУ. 2010. Т. 317, № 1. С. 116-121.
222. Шаимский нефтеносный район / под ред. И. И. Нестерова. Тюмень, 1971. 496 с. (Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 43).
223. Шанцер Е. С. К методологии историко-геологического исследования // Геотектоника. 1970. № 2. С. 7-19.
224. Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. Распространение, структуры, текстуры. Л.: Недра, 1969. 248 с.
225. Шванов В. Н. Структурно-вещественный анализ осадочных формаций (начала литомографии). СПб.: Недра, 1992. 230 с.
226. Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.
227. Шиманский В. В. Закономерности формирования неструктурных ловушек и прогноз зон нефтегазонакопления в юрских и нижнемеловых отложениях Западной Сибири: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. СПб., 2003.
228. Шишлов С. Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб.: С.-Петербург. горн. ин-т., 2010. 276 с.

229. Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород: пер. с англ. М.: Изд-во ин. лит., 1950. 564 с.
230. Ян П. А., Бейзель А. Л., Вакуленко Л. Г. и др. О генезисе «базальных» пластов средне-позднеюрских трансгрессий в Западно-Сибирском осадочном бассейне // Литологические аспекты геологии слоистых сред: Материалы 7-го Уральского литологического совещания. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. С. 297-299.
231. Ян П. А., Вакуленко Л. Г., Бурлева О. В., Аксенова Т. П., Микуленко И. К. Литология келловей-оксфордских отложений в различных фациальных зонах Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 11-12. С. 1897-1907.
232. Ясаманов Н. А. Климаты и ландшафты мезозоя и кайнозоя Западной и Средней Сибири (Палеогеографические факторы бокситонакопления). М.: Недра, 1976. 142 с.
233. Varaboshkin E. J. Early Cretaceous seaways of the Russian Platform and the problem of Boreal/Tethyan correlation // Tethyan/Boreal Cretaceous correlation. Mediterranean and Boreal Cretaceous paleobiogeographic areas in Central and Eastern Europe. Bratislava: VEDA. 2002. P. 39-78.
234. Banerjee R., Gupta S. M., Miura H., Borole D. V. A ~400 ka supra-Milankovitch cycle in the Na, Mg, Pb, Ni, and Co records of a ferromanganese crust from the Vityaz fracture zone, central Indian ridge // Clim. Past Discuss. 2010. No. 6. P. 1311–1335 (www.clim-past-discuss.net/6/1311/2010/).
235. Beck M. E., Housen B. A. Absolute velocity of North America during the Mesozoic from paleomagnetic data // Tectonophysics. 2003. V. 377. P. 33-54.
236. Bertalanffy L. von. General System Theory. Foundations, Development, Applications. N. Y.: George Braziller, 1968.
237. Boyd R., Dalrymple R. W., Zaitlin B. A. Estuarine and Incised Valley Facies Models in Facies models revisited/edited by Posamentier H. W. and Walker R. G. SEP M Special Publication - Tulsa. 2006. № 84. P. 171-235.
238. Dalrymple R. W. Incised Valleys in time and space: an introduction to the volume and an examination of the controls on valley formation and filling in Incised valleys in time and space / ed. By R. W. Dalrymple, D. A. Leckie and R. W. Tillman. Tulsa, USA, 2006.
239. Einsele G. Sedimentary basins: Evolution, facies and sediment budget. Springer, 2000. 792 p.
240. Embry A. F. Practical sequence stratigraphy. Canadian Society of Petroleum Geologists. 2009. Online at www.cspg.org. 79 p.
241. Erbacher J., Huber B. J., Norris R. D. Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period // Nature. 2001. V. 409. P. 325-327.
242. Galloway W. E., Hobday D. K. Terrigenous clastic depositional systems. New York. Springer-Verlag, 1983. 423 p.
243. Geologic Time Scale // International Geological Congress. August, 6-14, 2008, Oslo. Programme and Abstracts. Oslo, 2008. P. 347.

244. Gröcke D. R., Hesselbo S. P., Jenkyns H. C. Carbon-isotope composition of Lower Cretaceous fossil wood: ocean–atmosphere chemistry and relation to sea-level change // *Geology*. 1999. V. 27. P. 155-158.
245. Gupta S. M. Indian monsoon cycles through the last twelve million years // *e-Journal Earth Science India. Popular Issue*. 2010, October. P. 1-28 (www.earthscienceindia.info)
246. Guzhikov A. Yu., Baraboshkin E. Yu., Birbina A. V. New paleomagnetic data for the Hauterivian-Aptian deposits of the Middle Volga region: A possibility of global correlation and dating of time-shifting of stratigraphic boundaries // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2003. Vol. 5. No. 6. P. 1-30.
247. Haq B. U., Hardenbol J., Vail P. R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change // *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa, Society for Sedimentary Geology (SEPM), 1988. P. 71–108.
248. Jahren A. H., Arens N. C., Sarmiento G. et al. Terrestrial record of methane hydrate dissociation in the Early Cretaceous // *Geology*. 2001. V. 29. P. 159-162.
249. Klein G. deVries. Depositional and dispersal dynamic of intertidal sand bars // *J. sedim. Petrol.* 1970. № 4. P. 1085-1127.
250. Larson R. L., Erba E. Onset of mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian–Aptian: igneous events and the biological, sedimentary and geochemical responses // *Paleoceanography*. 1999. 1999 V. 14. P. 663–678.
251. Li Y.-X., Bralower T. J., Montañez I. P. Toward an orbital chronology for the early Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE1a, ~120 Ma) // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 271. P. 88-100.
252. Price G. D. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic // *Earth Sci. Rev.* 1999. V. 48. P. 183-210.
253. Ruffell A., McKinley J. M., Worden R. H. Comparison of clay mineral stratigraphy to other proxy palaeoclimate indicators in the Mesozoic of NW Europe // *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. 2002. V. 360. P. 675-693.
254. Sahagian D., Pinous O., Olferiev A., Zakharov V. Eustatic Curve for the Middle Jurassic-Cretaceous Based on Russian Platform and Siberian Stratigraphy: Zonal Resolution // *AAPG Bulletin*. 1996. V. 80. No. 9. P. 1433-1458.
255. *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Spec. Publ. № 42, Tulsa, Oklahoma, 1988. 407 p.
256. Serra O. *Sedimentary Environments from Nireline Logs*. Schlumberger. Houston. 1985. 211 p.
257. Torsvik T. H., Müller R. D., Van der Voo R. et al. Global plate motion frames: Toward a unified model // *Reviews of Geophysics*. 2008. V. 46. RG3004. P. 1-44.
258. Vail P. R. Seismic stratigraphy and global changes of sea level / P.R. Vail et al. // *Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. 1977. № 26. P. 49-212.
259. Vail P. R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy: Part 1: seismic stratigraphy interpretation procedure / P.R. Vail // *Atlas of seismic stratigraphy*. Vol. 1. № 27. 1987. P. 1-10.

260. Walker R.G. Facies modeling and sequence-stratigraphy: *Journal of Sedimentary Petrology*, 1990, v. 60, p. 777-786.
261. Weissert H., Erba E. Volcanism, CO₂ and palaeoclimate: a Late Jurassic–Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record // *Journal of the Geological Society*, London. 2004. V. 161. P. 1-8.
262. Zaitlin B. A., Dalrymple R. W., Boyd R. The Stratigraphic Organization of Incised-Valley Systems Associated with Relative Sea Level Changes in Incised Valley Systems – Origin and Sedimentary Sequence // *SEPM Special Publication*. 1994. № 51. P. 45-62.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

Алексеев Валерий Порфирьевич



Заведующий кафедрой литологии и геологии горючих ископаемых Уральского гос. горного университета. Главный специалист (0.5) Центра ПиМ ГРР филиала ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» ООО «КогалымНИПИнефть» в г. Тюмени. Профессор, доктор геолого-минералогических наук. Заслуженный геолог Российской Федерации.

Основные научные интересы сосредоточены в области фациально-циклического анализа. Ведутся комплексные литологические работы на разных территориях Западно-Сибирского осадочного мегабассейна.

Автор и соавтор более 340 научных и учебно-методических работ, в том числе 12 монографий и учебных пособий.

Амон Эдуард Оттович

Главный научный сотрудник Института геологии и геохимии УрО РАН; профессор кафедры литологии и геологии горючих ископаемых Уральского гос. горного университета. Доктор геолого-минералогических наук.

Основные научные интересы: историческая и региональная геология, палеогеография, стратиграфия и палеонтология фанерозоя регионов Большого Урала и Западной Сибири; теоретико-методологические аспекты геологии.

Автор 340 опубликованных научных, учебных и учебно-методических работ.



Федоров Юрий Николаевич

Главный специалист Центра планирования и мониторинга ГРР филиала ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» ООО «КогалымНИПИнефть» в г. Тюмени. Кандидат геолого-минералогических наук.

Основные научные интересы: геодинамика, стратиграфия и нефтегазоносность Западно-Сибирской провинции, геохимия редких и рассеянных элементов нефтегазосодержащих толщ и пластовых флюидов.

Автор более 200 научных работ, включая пять монографий.



Глебов Алексей Федорович

Заместитель генерального директора ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», кандидат технических и доктор геолого-минералогических наук. Почетный нефтяник.

Основная область профессиональных интересов – геолого-геофизические методы при разведке и разработке нефтяных и газовых месторождений.

Автор 4 монографий и более 60 научных статей.

Залевский Олег Анатольевич

Заместитель генерального директора ТПП «Урайнефтегаз» по геологии и разработке. Заслуженный геолог ХМАО-Югры.

Основные научные интересы – геомеханика и петрофизика продуктивных резервуаров с целью оптимизации процесса разработки, а также литофациальный анализ в нефтепромыслово-геологических приложениях.

Автор около 50 опубликованных работ по указанной тематике.



Качкин Андрей Александрович

Начальник отдела лицензирования геолого-разведочных работ ТПП «Урайнефтегаз».

Основные научные интересы – методики локального прогноза нефтегазоносности с использованием приемов сейсмогеологического анализа, региональная геология и проектирование геолого-разведочных работ в пределах Западно-Сибирской провинции.

Автор более 40 опубликованных работ.





Лебедев Александр Иванович

Заместитель начальника Центра планирования и мониторинга ГРП по геологии филиала ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» ООО «КогалымНИПИ-нефть» в г. Тюмени.

Кандидат геолого-минералогических наук.

Основная область профессиональных интересов – стратиграфия, региональная геология Западной Сибири.

Автор 2 монографий и более 30 научных статей.

Чернова Оксана Сергеевна

Доцент Центра подготовки и переподготовки специалистов нефтегазового дела Национального исследовательского Томского политехнического университета, кандидат геолого-минералогических наук, аккредитованный преподаватель университета Heriot-Watt по направлениям: Lithology, Sedimentology and Petroleum Geology (*Approved Teacher for appropriate MSc PE modules, Heriot-Watt Petroleum Department / HW University Edinburgh*).

Область научных интересов: фациальный анализ, седиментология нефтегазовых резервуаров, геология юрских отложений Западной Сибири. Автор более 80 научных работ, в том числе 15 учебных и учебно-методических пособий.



Обработка материалов, набор и макетирование текста



Мызникова Татьяна Станиславовна

Инженер темы Г-1 ГБ НИР и кафедры ЛГГИ Уральского государственного горного университета. Область научных интересов: интерпретация каротажных диаграмм разрезов скважин. Принимала участие в написании и оформлении отчетов по Шаимскому нефтегазоносному району; выполняла набор, макетирование и подготовку графических материалов для изданий кафедры ЛГГИ.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ	6
1.1. Общие сведения.....	6
1.2. Стратиграфия.....	8
1.3. К проблеме стратиграфии викуловской свиты	17
1.4. Тектоника	24
1.5. Нефтегазоносность	26
2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБЪЕМЫ ВЫПОЛНЕННЫХ РАБОТ.....	33
2.1. Фациальные реконструкции в рамках геологического моделирования	34
2.2. Фациально-циклический анализ	42
2.3. Объемы выполненных работ	46
3. СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА (ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ) ПОРОД	50
3.1. Гранулометрические параметры песчаников и их петрографический состав	51
3.2. Тонкоразмерные породы (алевролиты, аргиллиты) и их вещественная характеристика	57
3.3. Тектурная характеристика пород	63
3.4. Ихнофоссилии	75
3.5. Карбонатность, конкреции и другие индикационные признаки	77
3.6. Контакты слоев и перерывы в осадконакоплении	80
4. ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ	86
4.1. Общие представления	86
4.2. Фациальное расчленение отложений	92
4.3. Описание фаций	97
4.4. Распознавание фаций по таблице диагностических признаков	145
5. СТРОЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ ПРОДУКТИВНОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА	154
5.1. Колонки скважин	155
5.2. Плоскопараллельная модель и ее усложнения (врезы)	170
5.3. Миграционно-мутационная модель	179
5.4. Закономерности в строении отложений (цикличность)	200

6. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ (ОБЩАЯ И КОЛЛЕКТОРОВ)	219
6.1. Общая палеогеографическая ситуация на севере Центральной Европы в аптское время	219
6.2. Палеогеографическая обстановка в Западной Сибири	228
6.3. Палеогеография и модель формирования группы коллекторов ВК ₁₋₄	256
7. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ	280
7.1. Финально-седиментологические этапы в строении меловых отложений Западной Сибири	280
7.2. Факторы и векторы самоорганизации осадочного процесса	287
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	300
ЛИТЕРАТУРА.....	303
Сведения об авторах	321

Заявки на книгу направлять по адресу:
620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30
Уральский государственный горный университет
Кафедра литологии и геологии горючих ископаемых
e-mail: igg.lggi@ursmu.ru
kafedra_lggi@mail.ru

Научное издание

Авторский коллектив: Валерий Порфирьевич Алексеев
Эдуард Оттович Амон
Юрий Николаевич Федоров
Алексей Федорович Глебов
Олег Анатольевич Залевский
Андрей Александрович Качкин
Александр Иванович Лебедев
Оксана Сергеевна Чернова

СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
КОЛЛЕКТОРОВ ГРУППЫ ВК ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
КРАСНОЛЕНИНСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(Западная Сибирь)

Под редакцией В. П. Алексеева

Редактор Л. В. Устьянцева
Компьютерная верстка и макетирование Т. С. Мызниковой,
К. А. Хасановой

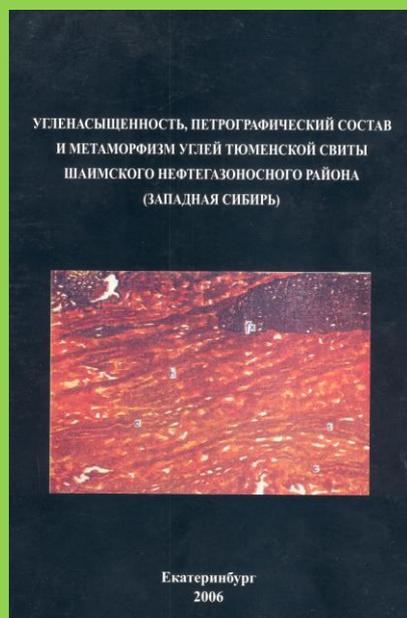
Подписано в печать 20.12.2011 г. Бумага писчая Формат 60x84 ¹/₁₆
Гарнитура Times New Roman

Печать на ризографе. Печ. л. 20,375. Уч.-изд. л. 24,5 Тираж 200 экз. Заказ №

Издательство УГГУ. 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30

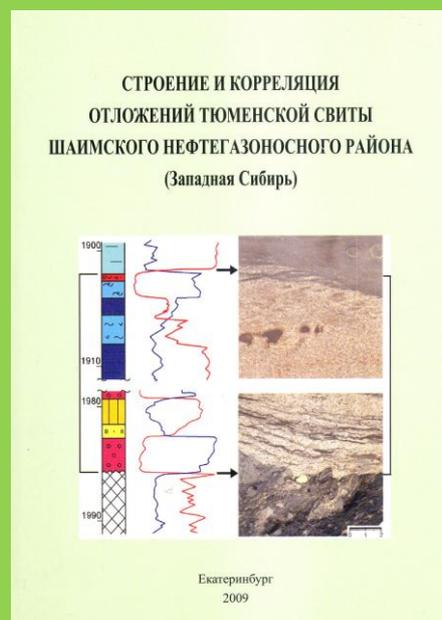
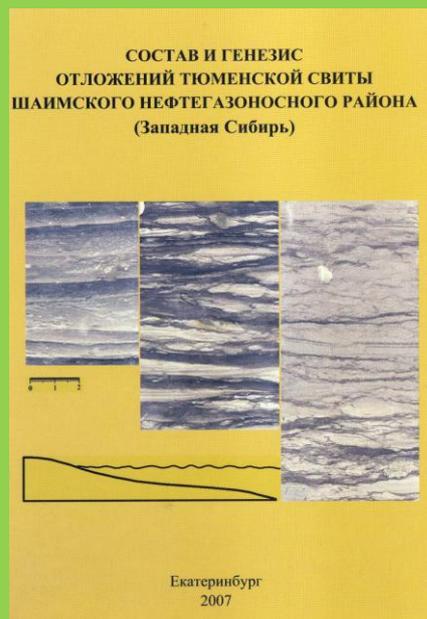
Отпечатано с оригинал-макета в типографии ООО "ИРА УТК"

Адрес: 620102, г. Екатеринбург, ул. Шаумяна, 83



Угленасыщенность, петрографический состав и метаморфизм углей тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) / В. П. Алексеев, В. И. Русский, Ю. Н. Федоров и др.; под ред. В. П. Алексеева. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 158 с.

Состав и генезис отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) / В. П. Алексеев, Ю. Н. Федоров, А. В. Маслов и др.; под ред. В. П. Алексеева. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.



Строение и корреляция отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) / В. П. Алексеев, Ю. Н. Федоров, В. А. Савенко; под ред. В. П. Алексеева. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2009. 227 с.

Стратиграфия и палеогеография мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) / Э. О. Амон, В. П. Алексеев, А. Ф. Глебов, В. А. Савенко, Ю. Н. Федоров; под ред. В. П. Алексеева. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010. 257 с.

