

обзор

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР



Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа

**СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ
ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ
И ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ
ДЕЛЬТОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯ**

МОСКВА — 1982

Бабадаглы В.А., Джумагулов А.Д. Современные представления об условиях образования и фациальной зональности дельтовых отложений. - М., 1982. - 46 с., ил. - (Геол., методы поисков и разведки м-ний нефти и газа. Обзор/ВНИИ экон. минер. сырья и геол.-развед. работ. ВИАМС). - Библиогр.: с.44-46 (23 назв.).

Особенности седиментации и фациальная зональность дельтовых отложений - актуальная проблема, решение аспектов которой имеет большое значение для поисков залежей нефти и газа в ловушках, связанных с антиклиналями. Проведенный в обзоре критический анализ известных зарубежных и отечественных классификаций дельтовых отложений и фациального районирования дельт показал, что в связи со спецификой процессов, протекающих в дельтах целесообразно выделить надводнодельтовый и подводнодельтовый фациальные пояса, подразделяемые на фациальные зоны, каждая из которых характеризуется своими особенностями распространения, составом присутствующих осадочных образований, концентрацией и распределением органики и другими показателями, учитываемыми при оценке перспектив нефтегазонасыщенности. Показана высокая перспективность в нефтегазовом отношении оползневых олистостромовых формаций, накапливающихся по периферии крупных авандельт, и подчеркнута важная роль гравитационных разрывных и складчатых дислокаций авандельт в нефтегазообразовании и нефтегазонакоплении.

Редакционная коллегия

В.В.Семенович (председатель), К.И.Багрянцева, С.А.Винниковский,
Г.Х.Джеништейн, Л.М.Зорькин, Н.А.Калинин, В.Ф.Крымов (зам.
председателя), В.В.Попов, М.М.Судо (зам. председателя),
Т.В.Хорошлова (отв.секретарь)

ГЕОЛОГИЯ, МЕТОДЫ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
НЕФТИ И ГАЗА

Обзорная информация

Москва

1982

Издается с 1969 г.
УДК 553.981/.982.061.4(100)

В.А.Бабадаглы, А.Д.Джумагулов
(УкрНИГРИ, Институт геологии
АН КиргССР)

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ
И ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ДЕЛЬТОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В в е д е н и е

В настоящее время во многих отечественных и зарубежных нефтегазосносных районах в связи со значительным сокращением фонда неразведанных антиклинальных складок, перспективных на нефть и газ на средних и небольших глубинах, большое внимание уделяется поискам скоплений углеводородов в ловушках, не связанных с антиклиналями. Успех их обнаружения, особенно в терригенных толщах, во многом зависит от знания условий седиментации песчаных образований (русловых, дельтовых, баровых и др.), что позволяет судить о специфических особенностях их распространения в осадочном разрезе и научно обоснованно осуществлять поиски залежей нефти и газа. Особый интерес для геологов-нефтяников представляет дельтовые образования, пользующиеся широким развитием в отложениях различного возраста многих нефтегазосносных и перспективных в нефтегазосносном отношении бассейнов. С ними связаны многие известные нефтяные и газовые месторождения с богатыми залежами, обнаруженные как в нашей стране, так и за рубежом.

Высокая перспективность в нефтегазоносном отношении отложений древних дельт объясняется тем, что в дельтовых образованиях наблюдается благоприятное сочетание основных факторов, контролирующих нефтегазообразование и нефтегазонакопление. Здесь развиты большой мощности терригенные коллекторы разнообразного типа, часто непосредственно контактирующие с высококачественными нефтематеринскими породами, как правило наблюдаются благоприятные термобарические условия для нефтегазообразования и нефтегазонакопления и имеется большое количество разнообразных ловушек как антиклинального, так и неантиклинального типов.

Совокупность гидрологических и седиментологических изысканий в устьевых областях больших и малых рек различных климатических и тектонических регионов с бурением многочисленных наземных и морских скважин позволила изучить не только вещественный состав и локализацию в плане, но и геометрию литофаций дельт. Последнее немаловажно для геологов-нефтяников, имеющих в своем распоряжении электрокаротажные материалы бурения и весьма ограниченные объемы керна.

В обзоре изложены сведения о фациальной зональности и характере седиментации устьевых областей рек, основанные на анализе современных представлений отечественных и зарубежных исследователей по данной проблеме.

Генетические и морфолого-парагенетические классификации осадков дельт

Первая попытка наметить основные типы осадков дельт была предпринята в конце XIX века Гилбертом (Gilbert G.K., 1890), изучившим речную дельту на побережье пресноводного озера Бонневилд. Гилберт выделил три элемента дельты: почти горизонтальные слои топсета (topsets), т.е. отложения поверхности дельты; крутопадающий форсет (forsets) - отложения склона дельты и боттомсет (bottomsets), залегающие параллельно дну озера донные его или (рис. I).

Топсет по Гилберту представляет собой комплекс осадков надводной дельты. Основную часть тела дельты при этом составляет крутонаклоненный в сторону озера форсет, на образование которого идет весь грубый материал переносимых потоком наносов, который выпадает в осадок как только поток достигает озерных вод.

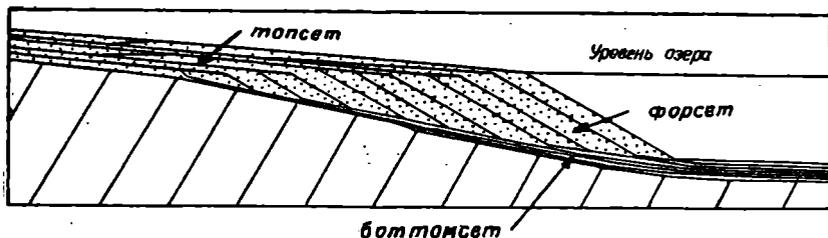


Рис. I. Элементы дельты по Гилберту, 1890

Баррел (Barrell T., 1912) при описании морских дельт использовал терминологию Гилберта, несколько изменив и детализировав ее. Он подчеркнул в частности, что в морских дельтах осадки топсета развиты более широко, нежели в озерных, и должны быть подразделены на субэвральный и субаквальный топсет. Оба эти элемента очень полого наклонены в сторону моря. Подводная часть топсета, по Баррелу, распространяется до глубин, на которых волны и течения теряют транспортабельную силу. Далее топсет сменяется склоном форсета, на который из суспензий выпадает пелитовая фракция осадка. Баррел (там же) подчеркивал, что склон форсета морских дельт пологий и может распространяться до батинальных глубин.

Элементы строения дельт, намеченные Гилбертом и Баррелом, с небольшими изменениями повторялись в последующих работах американских авторов (Twenhofel W.H., 1939; Flak H.H., 1944, Busch D.A., 1963; 1971, 1974, Scruton P.C., 1955, 1960).

Скратон (Scruton P.C., 1955) детализировал обстановки осадконакопления топсета. В пределах надводной дельты он отнес к ним озера и болота (марши), второстепенные русла (дренажного типа), прирусловые вали, прорывные русла. Субаквальный топсет включает междувальные заливы, фронт дельты, гряды приливно-отливных течений.

Фронт дельты, это часть внешнего, обращенного к морю склона устьевых бара. При этом необходимо подчеркнуть, что непрерывный песчаный покров образуется (см. выше) только при "ветвящемся" типе русловой сети надводной дельты, следовательно пески фронта дельты

присущи лишь устьевым областям с определенным сочетанием речных и морских дельтоформирующих факторов, примером такой дельты является дельта Миссисипи.

По Скратону (Scruton P.C., 1960) мощность отложений топсета в современной дельте Миссисипи варьирует от 3 до 5 м. К форсету дельты этим автором отнесены алевроитовые глины предельты (т.е. части подводного склона дельты, расположенного глубже зоны эффективного волнового воздействия за пределами фронта дельты, а также сравнительно грубые пески, алевроиты и глины, отложенные перед главными рукавами [23]).

Отсюда следует, что Скратон отнес отложения приустьевых баров главных рукавов дельты к форсету, а баровые пески второстепенных рукавов, к тому же переработанные волнением и течениями, к топсету. Мощность современного форсета дельты Миссисипи оценивается им в 60-70 м.

Фиск (Fisk H.H., 1954), а затем Буш (Busch D.H., 1974) включили в форсет русловые песчаники сильно выдвинутых в море активных рукавов лапчатой дельты Миссисипи, названных Фиском "пальчиковыми барами". Протяженность их составляет 6,5-8 км, максимальная мощность 61-76 м. При этом подчеркивается генетическое сходство "пальчиковых баров" с серповидными барами, образовавшимися на дистальных концах некоторых распределительных рукавов [14]. Интерпретировать этот вывод можно следующим образом: русловые пески и пески устьевых баров распределительных водотоков дельты с баровым типом устьевого удлинения относятся к форсету, а те же элементы отложений водотоков с прорывным типом удлинения - к топсету дельты.

Нормально-морские глины внутреннего шельфа классифицированы [23] в качестве боттомсета, их мощность в районе современной дельты Миссисипи составляет 6-10 м.

Искусственность классификации Гилберта-Баррела, учитывавшей лишь продольный разрез дельт и не затрагивавшей наиболее важный аспект горизонтальной их зональности, неприменимость ее к изучению погребенных дельт, особенно по материалам бурения, явились причинами того, что с 60-х годов она редко упоминается в трудах отечественных, а с середины 70-х годов и в исследованиях зарубежных авторов, посвященных геологическому описанию современных и древних дельт.

Созданию принципиально новых, генетических схем подразделения отложений дельт способствовали специальные литолого-фациаль-

ные исследования, широко развернувшиеся в СССР и за рубежом в связи со становлением учения о геологических формациях и потребностями поисков месторождений полезных ископаемых (прежде всего нефти, газа и угля) в погребенных дельтах.

Из отечественных фациальных исследований дельт наиболее интересны работы представителей среднеазиатской генетической формационной школы В.И.Попова (Попов В.И., и др., 1961) [9, Ю, II], положивших в основу фациальной интерпретации древних дельт материалы изучения современных устьевых областей некоторых рек Средней Азии; труды Е.В.Шанцера (1951), Ю.А.Билибина (1956), В.В.Ламакина (1947, 1948, 1950), Ю.А.Лаврушина (1961), Г.И.Горецкого (1964), М.Г.Барковской (1972)[2].

Из зарубежных, прежде всего североамериканских, авторов отметим Фиска (Fisk H.H., 1944, 1955), Буша (Busch D.A., 1953, 1959, 1974), Фишера и Мак Гоуэна (Fisher W.L., McGowen T.H., 1967), Колба и Ван Лопика (Kolb C.R., Van Lopic J.R., 1966), Колемана (Coleman J.M., 1969)[16, 17], широко использовавших актуалистический подход к описанию погребенных дельтовых комплексов. Озерные дельты изучены Форелем (Forel F.A., 1885, 1888), Хуболтом и Джонкером (Houbolt J.H.C., Jonker J.V.M., 1968), Ферснером и др. (Förstner V. et al., 1968).

В.И.Попов (1961, 1963) вслед за Д.В.Наливкиным (1956) подчеркивает необходимость разделения осадков надводной дельты от подводнодельтовых. Условия седиментации надводной дельты он относит к равниннодолинному фациальному поясу, т.е. фациям аллювиальной равнины. Для равниннодолинного пояса характерно одностороннее линейное перемещение вод и осадков к главным базисным понижениям, вблизи устья реки это движение становится разветвляющимся, площадным.

Следуя стадийному полидинамическому принципу фациального анализа, В.И.Попов предложил трехзонное расчленение осадков аллювиальных равнин, выделив русловую (обломочную), пойменную (мелкоземистую) и озерно-болотную (застойную) фациальные зоны. Признаки их разграничения, полученные на основании детального изучения надводно-дельтовых отложений Амударьи [9], суммированы в таблице (таблица).

В равниннорусловой фациальной зоне [10] различаются более грубые стрехневые и более тонкие косовые осадки. Гранулометрическая характеристика их зависит от параметров речных факторов

**Признаки разграничения
пойменных и русловых надводно-дельтовых фаций
(по В.И.Попову, Н.И.Гридневу, К.А.Набиеву, 1956)**

Признаки	Постоянно проточные русловые осадки	Периодически проточные пойменные осадки
Состав осадков	Наиболее грубый в дельте - песчаный, песчано-алевритовый и т.д., иногда с обломками глины	Средней крупности, чаще всего алевритовый или песчано-алевритовый с прослоями глинисто-алевритового, без обломков глины
Общая мощность слоя	В два-три раза больше, чем в пойменных	В два-три раза меньше, чем в русловых
Мощность слоев	Дециметры и первые метры	Сантиметры и дециметры
Рассортированность осадков	То совершенная (стрежень), то отсутствует (некоторые косы)	По слоечкам, обычно резко выражена, иногда отсутствует
Слойчатость (по В.В.Ламакину с дополнениями)	Часто преобладают неслойчатые, но всегда почти с участками косослойчатых (корытообразная руслового типа и выпукло-косового типа), флексурно-слойчатых и иногда параллельно-слойчатых	Всегда имеется слойчатость то горизонтальная, то облекающая, то струйчатая косая
Цвет	Почти всегда однородный, без пятен, но иногда слегка полосчатый (пятна только в окраинных и приморских русловых осадках)	Почти всегда неоднородный, полосчатый и пятнистый (пятен почти нет только в сухой пойме)
Засоление	Отсутствует	Обычно имеется (в аридном климате)
Сколиты, пегатики, землеройны	Отсутствуют (кроме поздние наложенных)	Почти всегда имеются
Растительные остатки или отпечатки	Отсутствуют или редко встречаются (стволы деревьев, камышовый валежник)	Почти всегда имеются травянистые растительные отпечатки (пустоты с минеральным заполнением, реже обуглероженные остатки травянистых растений)

и может варьировать от преобладания грубозернистых гравийно-песчаных фракций в надводных дельтах мелких рек до песчано-алевритовых русловых отложений надводной дельты крупных рек, типа Волги и Амурары.

Для косослойчатых текстур русловых песчаников характерны прямые, субпараллельные, реже линзовидные, иногда изогнутые волнистые поверхности размыва между косыми сериями. Мощность косых серий от 0,5—1 м до дециметра, они однообразно наклонены под углом от 2,5 до 23° вниз по течению реки. В поперечном разрезе косая слойчатость образует сочетание вложенных друг в друга линз, слои которых параллельны или же выпуклы книзу.

В равниннопойменной фациальной зоне выделяются две группы осадков: прирусловых пойменных валов и плосковолнистых покоев, преобладающих по площади [10]. Для прирусловых валов характерны пески и алевроиты с русловой перекрестной косой или паводковой гребневолнистой и косоволнистой (струйчатой) слойчатостью.

В продольном срезе паводковая косая слойчатость односторонне наклонена по течению с отклонениями +90°. В дельте Амударьи [9] преобладают такыровидные осадки горизонтально наслоенного "ленточно-слоистого" пойменного аллювия. Они представлены ритмичным переслаиванием слоев (от 0,5—5 до 30—40 см мощностью), сложенных песком, или песчаным алевроитом и алевропелитом. В них много отпечатков травянистых растений.

Озерно-болотная фациальная зона представлена алевропелитами. В озерных отложениях они ленточно-слоистые: содержат остатки харовых водорослей, раковины гастропод, пелеципод, остракод. Болотные осадки неслойчатые, переполнены неориентированными остатками корневых растений, отпечатками листьев. Окраска их серая, синезатосерая; для озерных отложений надводной дельты иногда характерны пятнистые, радужные окраски (чередование серых, буроватых, розовых оттенков).

В надводных дельтах охарактеризованная фациальная зональность многократно повторяется в поперечных разрезах в связи с ветвлением русел, причем по обе стороны от каждого русла возникает обособленная горизонтальная зональность разреза [10].

Подводнодельтовый фациальный пояс [10] — сложное полидинамическое образование, являющееся генетическим подводным продолжением надводной дельты.

Зональность осадков подводной дельты параллельна береговой линии и лишь частично отклоняется от этого простирания, подчиняясь линейному, двустороннему распределению осадков вдоль осей субаквальных бороздинных русел. Различаются авандельтовая обло-

мочная, авандельтовая иловая и авандельтовая застойная фациальные зоны.

В строении авандельтовой обломочной зоны по В.И.Попову принимают участие баровая и отмельная подзоны. Баровые и предбаровые осадки являются наиболее грубыми и плохо отсортированными в авандельте, характеризуются сочетанием текстур размыва, оползания, ко-сой слойчатости, включениями и отпечатками растительных остатков.

Авандельтовая иловая фациальная зона обнимает примерно две трети осадков подводной дельты и представлена горизонтальнослойчатыми, хорошо отсортированными алевропелитами, темно-серыми, черными. Они содержат прослой и линзы песков и алевритов, в них встречаются слепки ходов илоедов (сколиты), текстуры оползания, мелкие конкреции лимонита, раковины пелиципод [10].

Авандельтовая застойная фациальная зона характеризует наиболее спокойные, отстойные, частично застойные участки периферии приустьевого взморья, где откладываются мелкоалевритовые глины, содержащие обуглероженный растительный детрит, конкреции сидерита, донную фауну. Могут встречаться прослой известняков пелитоморфных, глинистых, с тонкостворчатыми раковинами.

Фациальные исследования дельт, выполненные Фишером и Мак Гоуэном (Fisher W.L., McGowen T.H., 1967) интересны тем, что в них сопоставлены фациальные условия современной дельты Миссисипи, частично с использованием материалов (Coleman J.M., Gagliano S.M., 1964), и палеофаций протяженной эоценовой дельтовой системы группы Вилкокс юго-восточного Техаса.

Фишер и Мак Гоуэн в [19] не акцентируют разделения фаций надводной и подводной части дельты, выделяя четыре основные, латерально сопряженные фациальные единицы (рис.2): фацию распределительных русел и междуречных маршей (чередование песчаников, аргиллитов и лигнитов, отложенных в пределах надводнодельтовой равнины); фацию фронта дельты, представленную песчаниками приустьевого бара и сменяющими их песчано-алевритовыми породами дистального бара; фацию мощных горизонтальнослойчатых аргиллитов преддельты и близкую к ней по литологической характеристике фацию внутрительтовых заливов (*interdelta subembayment facies*), сложенную еще более тонкогоризонтальнослойчатыми аргиллитами с редкими маломощными прослоями алевритов и тонкозернистых песчаников, содержащих глауконит.

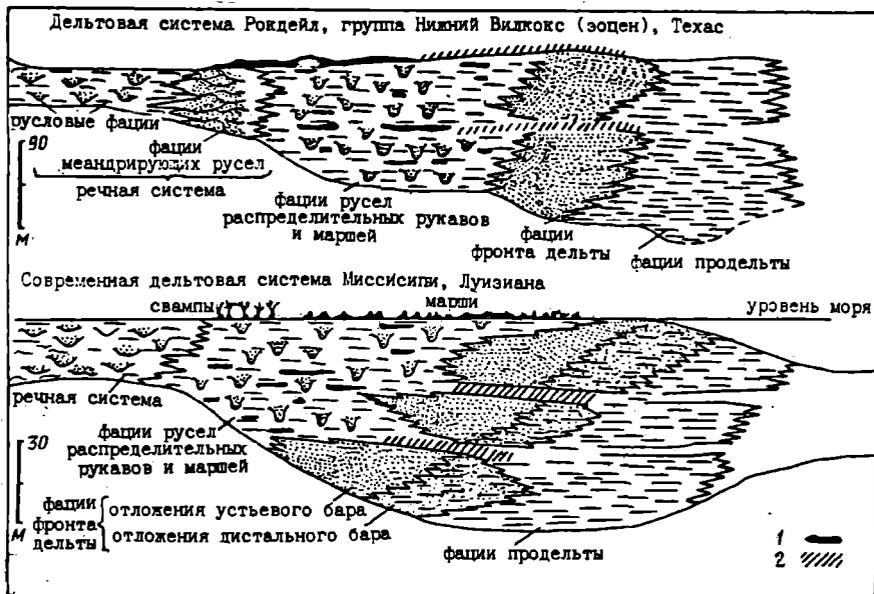


Рис.2. Сравнение фаций современной дельты р.Миссисипи и эоценовой дельтовой системы Рокдейл [19]

I - лигнит или торф; 2 - морские деструктивные отложения

Ниже мы рассмотрим более детально фациальное районирование дельт, предложенное в [17] Дж.М.Колеманом и Д.Б.Прайором в связи с тем, что оно подводит определенный итог многолетним исследованиям геологов США современных и третичных дельт побережья Мексиканского залива.

В описываемую схему включены следующие основные фациальные единицы: А. Субаэральная дельтовая равнина. 1. Распределительные русла (главным образом отмершие, заброшенные). 2. Полуизолированные и изолированные от моря внутридельтовые водоемы. 3. Марши. 4. Прорывные субдельты. Б. Подводная дельта. 1. Устьевой бар. 2. Дистальный бар. 3. Глины продельты. 4. Внешняя зона оползневых отложений.

Прежде чем приступить к описанию перечисленных фаций, отметим, что в схеме [17] нашли свое отражение специфические черты устьевых процессов современной дельты Миссисипи.

Так, например, устьевое удлинение сопровождается здесь прорывом вод через приустьевые валы небольшого числа активных русел непосредственно в море и образованием причлененных вторичных суб-дельт. Большой объем выносимых рекой взвешенных наносов (повышенная мутность речных вод) весьма активизирует русловой процесс, вызывает неустойчивость барового осередка, благодаря чему барового деления водотока не происходит. Отдельные активные русла быстро выдвигаются при этом в море, не дробясь на мелкие водотоки и двигая перед собой устьевой бар. Возникает характерная лапчатая система так называемых пальчиковых баров, врезаемых в пластичные глинисто-алевроитовые осадки периферийной части авандельты. Фактически это телескопированный единичный устьевой бар.

Другой стороной этой же специфики дельтовой седиментации р. Миссисипи является гравитационная неустойчивость отложений авандельты. Здесь весьма активны процессы грязевого диапиризма и вулканизма, широко развиты оползневые явления.

В целом предложенная в [17] схема носит морфолого-парагенетический характер. Так например, описываемые этими авторами фации заброшенных распределительных русел субаэральной дельты фактически представляют вертикальный парагенез русловых, озерных и болотных фаций, отложения которых последовательно сменяют друг друга в разрезе, опережая постепенное превращение отмершего отрезка русла в озеро, а затем марш.

Фация заброшенных распределительных русел надводной дельты.
В дельте Миссисипи распределительные русла стабильны и не обнаруживают тенденции к горизонтальной миграции. Отмершие по различным причинам участки русел быстро заполняются осадками.

Основные особенности осадочного заполнения: залегание с разрывом на сильно дислоцированных в результате дифференциального уплотнения морских глинисто-алевроитовых отложениях; концентрация песчаных отложений в наиболее глубокой части заполняемого русла; образование песчаных отмелей в местах разветвления русел; преобладание в разрезе частого переслаивания глинисто-алевроитовых и песчано-алевроитовых отложений, содержащих органический детрит; залегание в кровле разреза черных глин, переполненных тонким органическим детритом, остатками корней.

Подводнооползневые текстуры характерны не только для подстилающих морских глин, но и для осадков руслового заполнения.

В качестве примера описан разрез скважины, вскрывшей осадки отмершего распределительного русла Саут-Уэст-Пасс [17]. По данным старых карт это русло имело глубину 9-10 м и ширину 100-110 м. Основание его вскрыто на глубине 10,5 м ниже уровня моря.

Глины непосредственно под плоскостью размыва содержат остатки морской микрофауны. В подошве разреза залегает слой (1 м) средне- и мелкозернистого песка. На плоскостях наслоения в нем встречается растительный детрит. Выше следует переслаивание песков, алевроитовых глин и глин с большим количеством мелких оползневых текстур. Оно сменяется алевропелитом, содержащим тонкие прослои алевроита. Верхняя часть разреза представлена чередованием мелкозернистого алевроита и алевропелита, в последнем большое количество органики. Завершается разрез перемежаемостью глины, переполненной растительным детритом, и торфа.

Быстрая латеральная изменчивость отложений руслового заполнения приводит к несопоставимости электрокаротажных материалов скважин, расположенных в нескольких сотнях метров друг от друга.

Фация полуизолированных и изолированных от моря внутридельтовых водоемов. Такие водоемы, как показано в [17], могут быть полностью окружены маршами, но зачастую они (частично) открыты в сторону моря или связаны с ним мелкими каналами. Очертания таких водоемов обычно неправильные, размеры их варьируют от нескольких сотен метров до 15 км.

Осадки здесь мелкозернистые, они приносятся в описываемые водоемы в периоды приливов, штормов, паводков. Залегание тонколинзовидное - результат переработки волнением. Иногда встречается параллельное наслоение, представленное перемежаемостью алевроитов и алевропелитов и связанное, очевидно, с паводками в дельте.

Как правило, описываемые отложения переработаны илоедами, очень характерно высокое содержание спор и пыли.

Фация маршей. Маршами называются периодически затопляемые болотистые участки надводной дельты, поросшие недревесной растительностью. Поверхность марша в дельте приближается к среднему высокоприливному уровню, а в дельте Миссисипи этот уровень всего лишь на метр выше среднего уровня моря. В активных дельтах марши могут быть от пресноводных до солоноватоводных.

Наиболее характерные черты марша: изобилие растительной органики и наличие условий для ее сохранения и захоронения. Отло-

нения маршей представлены черными алевропелитами, переполненными растительным детритом. В кернах скважин обнаруживаются пирит и сидерит.

Фация прорывных субдельт. В англоязычной геологической литературе прорывные русла надводной дельты имеют название "сгеваве". Термин этот взят из французского языка, введен в обиход колонистами "Французской Луизианы" и означает расщелину (брешь, трещину), образующуюся в прирусловом валу дельты Миссисипи при его прорыве.

Для удобства далее мы будем употреблять при переводе более распространенный в отечественной гидрологической литературе термин "прорывное русло". Выше отмечалось, что специфичной особенностью дельты Миссисипи является прорыв русловых вод не в пределы болотно-озерных низин субэаральной дельты, а в морские заливы, вдающиеся между сильно выдвинутыми в море прирусловыми валами основных распределительных русел с баровым типом устьевого удлинения.

Прорывные русла обычно ветвятся, рисунок их на схеме напоминает прожилки листа. Заливы, в которые они проникают, мелководны, их глубина не превышает 7-10 м, вода от солоноватой до нормально соленой. Форма заливов вытянутая, длина колеблется от нескольких сотен метров до 15-20 км.

Активная фаза образования прорывного русла, его ветвление и вынос речных наносов в залив, рождение на его месте низменной суши, сменяется пассивным периодом, когда уплотнение образовавшихся отложений приводит к опусканию и повторному проникновению морских вод на территорию прорывной субдельты. За один такой цикл, длящийся 100-150 лет, образуются осадки мощностью от 3 до 15 м. При повторном прорыве активный принос речных наносов возобновляется, и в результате возникает сложнопостроенный мощный разрез отложений периферии надводной дельты [17].

На рис.3 приведена последовательность формирования прорывных субдельт Миссисипи. Один из прорывов произошел в 1862 г. и через него в залив ушло 6-8% водного стока реки. К 1870 г. в заливе было всего несколько отмелей, 30 лет спустя весь залив был выполнен речными наносами. Затем принос их постепенно прекратился и сейчас на аэрофотоснимках этой субдельты видны лишь основные распределительные русла, большая же часть ее площади в результате дифференциального уплотнения осадков и связанного с ним

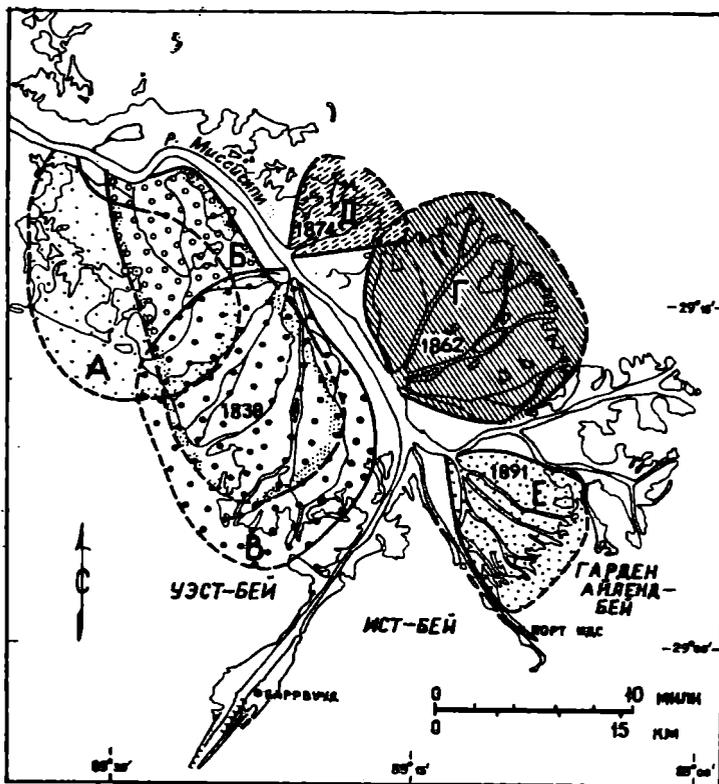


Рис.3. Современные субдельты р.Миссисипи, образованные прорывными водотоками [17]

опускания поверхности превратилась в систему мелководных заливов. Примерно через 40 лет вся площадь окажется ниже уровня моря.

В активную фазу развития прорывной субдельты межрусловые участки превращаются в марши. Затем усиливающееся проникновение морской воды прекращает рост растительности, и марши разделяются на многочисленные мелкие озера и заливы.

На рис.4 приведен типичный разрез отложений прорывной субдельты. Нижняя часть его представлена чередованием алевроитов и алевропелитов, в последних встречаются остатки морской фауны. Выше наблюдается переслаивание алевроита, песка и алевропелита. Фауна исчезает. Это - отложения начальной фазы выдвижения русел субдельты в залив.

Нарастание процесса формирования прорывной субдельты отмечается появлением в разрезе ритмичнослоистого чередования крупнозернистых песков - алевроитовых песков и тонких прослоев алевроита. Наблюдается разнообразная косая слоичатость, растительный детрит, скопления чешуек слюды.

Отмирание прорывной субдельты фиксируется сначала частым переслаиванием алевроита, песка и алевропелита, затем отложениями марша, или внутридельтового залива. Для этой части разреза характерны многочисленные остатки корневой системы, встречаются включения сидерита и пирита. Изопахиты отложений прорывной субдельты имеют веерообразные очертания, наиболее мощные песчаные тела обнаруживаются в зоне прорыва первичного прируслового вала.

Наиболее общей чертой седиментации в подводной дельте, по Колеману и Прайору, является утонение осадков по направлению от устья: самые крупные, песчаные фракции осаждаются непосредственно в устьевой части, а тонкие фракции откладываются дальше от берега из взвесей или в результате оползания нелитифицированных осадков по склону.

Фация устьевого бара. В ней различаются две разновидности: фация "рукав-устье" и фация "рукав-устье-бар" [17].

Фация "рукав-устье" характерна для сильно разобоченных и выдвинутых в море распределительных рукавов. Такая ситуация, например, наблюдается в восточной и западной частях современной дельты Миссисипи. При этом образуются сильно удлиненные песчаные тела, длина которых во много раз превышает ширину. Так, рукава Саут-Уэст-Пасс и Саут-Пасс сформировали песчаные двойковыпуклые линзы длиной 40 км и шириной 4,5 км и мощностью 25 м, названные, как указывалось выше, "пальчиковыми барами" (Fisk H.H., 1955). Отложения таких баров представлены чистыми, хорошо отсортированными песками, зернистость которых увеличивается вверх по разрезу. Наиболее типичные осадочные текстуры - разномасштабная однонаправленная косая слоичатость, следы подводного оползания. Необходимо отметить, что скорость осадконакопления здесь наиболее высокая в дельте и достигает 4-5 м/год. Поскольку "пальчиковые бары" врезаются в мощные, нелитифицированные, обводненные иловые осадки авандельты, создаются условия изостатической неустойчивости, приводящие к грязевому диапиризму, вулканизму и, как следствие, сильной дислоцированности пограничных частей разреза.

В кровле отложений фации "рукав-устье" встречаются крупные скопления привнесенного рекой растительного детрита, в том числе обломки древесины. Здесь же обычно велико содержание сллд, которые могут образовать самостоятельные прослой.

"Пальчиковые бары" сохраняют свою морфологию весьма непродолжительное время. Во время сезонных паводков сильно выдвинутые в море распределительные рукава полностью покрываются водой и в их пределах, на прирусловых валах, образуются многочисленные мелкие прорывные русла. Активное увеличение одного из них приводит в конце концов к формированию новой субдельты и отмиранию расположенной ниже по течению от места прорыва части русла.

Поэтому, как подчеркивается в [17], песчаники фации "рукав-устье" обычно покрываются сверху отложениями мелких прорывных субдельт с разнообразными текстурами, многочисленными остатками корневых систем растений.

При близком расположении друг к другу устьевых частей распределительных русел песчаные отложения их сливаются, образуя линзовидно-пластовое песчаное тело фации "рукав-устье-бар". Ширина такого песчаного покрова в дельте Миссисипи (восточная ее часть) может составлять 3-6 км.

Отложения фации "рукав-устье-бар" подстилаются горизонтально-слоистыми осадками продельты, представляющими тонкое чередование глинистых алевроитов и алевропелитов, переполненных мелко измельченной растительной органикой. Часто нормальное наслоение нарушено здесь подводным оползанием и смятием. Выше следуют алевроиты и алевроитовые пески фации дистального бара с линзообразным наслоением. Они покрываются чистыми отсортированными песками фации "рукав-устье-бар". Характерные текстуры: знаки ряби, косая слоистость, следы подводного оползания. В кровле разреза встречаются скопления растительного детрита и сллд. Выше обычно залегают отложения мелких субдельт.

Фация дистального бара. Эта фация сопоставляется с фронтом дельты [17]. Она занимает промежуточное положение между устьевым баром и продельтой, представляя по сути дела морской склон первого (рис.5). Отложения фации характеризуются параллельным или линзовидным переслаиванием алевроитов, алевроитовых песков и алевроитовых глин. Осадки фронтальной части дистального бара обычно подвержены интенсивной биотурбации, содержат остатки раковин.

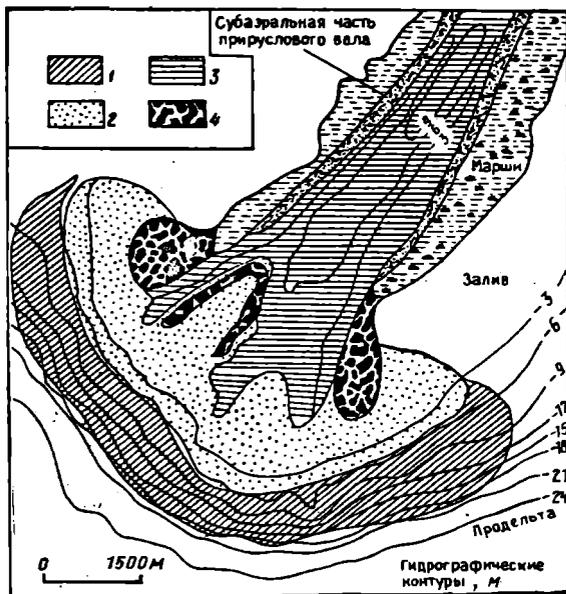


Рис.5. Схема обстановок седиментации в устьевой части реки (по Дж.М.Колеману и С.М.Гальяно, 1965) [12]

I - дистальный бар; 2 - устьевой бар дельтовых рукавов; 3 - русло; 4 - субдальтовая часть прируслового вала

Отдельные слои различаются по окраске, что связано с неодинаковым содержанием тонкорассеянного органического вещества (в детритном и молекулярно-дисперсном видах). Более светлые слои представлены алевритами, более темные - алевропелитами и чистыми коллоидными глинами.

Состав встречающихся здесь фораминифер достаточно разнообразен, что указывает на близость нормально-морских условий. Следы рожидных илоедов встречаются спорадически, очевидно высокая скорость седиментации препятствует их жизнедеятельности.

В дельте Миссисипи мощность илов продельты варьирует от 20 до 100 м.

Фация внешней зоны оползневых отложений. Впервые выделяющие эту фацию Дж.М.Колеман и Д.Б.Прайор [17] указывают, что вторичные

Весьма характерна градиционная слоистость (с укрупнением зернистости снизу вверх), часто встречаются мелкая косая слоистость, текстуры размыва и заполнения, связанные с переработкой отложений дистального бара волнами и течениями.

Фация продельты. Иловые отложения устьевой взморья в англоязычной геологической литературе относятся к так называемой продельте. Они распространены на большой площади и обязаны своим происхождением коагуляции суспензий, вынесенных речным потоком, при смешении пресных и соленых вод. В связи с этим наиболее типичной структурой этих илов является тонкое горизонтальное наложение.

подводные движения осадков типичны для авандельт, где с большой скоростью накапливаются огромные массы сильно обводненных глинистых отложений. Широкое распространение подводнооползневых процессов установлено на периферии современных дельт таких рек, как Миссисипи, Ориноко, Амазонка, Нигер, Нил, Хуанхэ.

Нестабильность и движение масс осадков в перечисленных дельтах отмечаются на подводных склонах с очень небольшим углом падения (менее 2°) и в том случае, когда значительный объем осадков переносится из прибрежного мелководья по четким каналам транспортировки во множество "трансляционных" оползней.

Характерные черты авандельт следующие [17]:

А. Скорость седиментации велика на склонах фронта дельты, особенно возле устьев распределительных рукавов.

Б. Крупнозернистые пески и алевроиты, слагающие "пальчиковые бары" (фация "рукав-устье") создают дифференциальную нагрузку на подстилающие и прилегающие массы глинистых отложений.

В. Глинисто-алевритовые осадки дельт медленно литифицируются из-за высокой скорости седиментации, а избыточное поровое давление вызывает низкое сопротивление осадков.

Г. Быстрое биохимическое разложение ОВ ведет к образованию большого количества метана и углекислоты в газообразном состоянии, что увеличивает избыточное поровое давление в осадках.

Д. Во время штормов и ураганов увеличивается поступление осадков на склоны дельт. Статическая нагрузка возрастает, что еще больше усиливает избыточное поровое давление в нижележащих погребенных слоях.

Сочетание перечисленных факторов создает седиментационную нестабильность на покатых подводных склонах дельт (с уклоном обычно менее $0,5^{\circ}$). Основные типы такой нестабильности на глубине от 5 до 100 м показаны на рис. 6, который иллюстрирует распределение их в районе устья одного из рукавов и части межкулавного залива дельты Миссисипи. В непосредственной близости от устья рукава дифференциальная нагрузка песков "пальчикового бара" на подстилающие глины प्रदेशа приводит к грязевому диапиризму и образованию грязевых вулканов.

В прилегающих мелководных заливах наблюдается множество небольших депрессий проседания и "узкогорных" (bottleneck) оползней.



Рис. 6. Русла (промоины) и лопасти грязевых потоков части авандельты рукава Саут-Уэст-Пасс р. Миссисипи [17]

- 1 - вытянутый оползневый желоб;
- 2 - лопасти оползневых масс;
- 3 - периферийные оползни;
- 4 - оползневые депрессии

Размер блоков уменьшается к оси русла. Ширина отдельных потоков колеблется от 18-150 м в самых узких местах до 370-550 м в самых широких. Максимальная ширина может достигать 2 км у окончания оползней.

Боковые стенки русел очень нестабильны и могут быть нарушены локальными оползнями, расширяющими эти русла. Как только крупные блоки оползших масс осадков оказываются в русле, они устремляются вниз по уклону дна во время очередного эпизодического движения грязевого потока. Механизм транспортировки напоминает перемещение жестких пробок поверх или внутри движущегося жидкого глинисто-алевритового ила. Поток этот имеет скорее ламинарный, нежели турбулентный характер.

Часто керны, отобранные в скважинах, прошедших отложения таких грязевых потоков, показывают хорошую сохранность тонкой слоистости песков и алевритов, указывающую на перенос мало де-

От каждого распределительного рукава на глубинах порядка 7-100 м прослежены радиально ветвящиеся системы грязевых потоков. Исследования сейсмическими методами и сонаром высокого разрешения показали, что русла этих потоков исходят из очень нарушенной оползневыми гравитационными дислокациями зоны, вытянутой вдоль фронтальной части устьевого бара.

Каждое русло представляет собой длинный (7-10 км) извилистый, узкий канал, врезанный в дно на глубину от 3 до 20 м. Большинство русел ориентировано под прямым углом к изобатам. Русла ограничены линейными эскарпами, параллельными друг другу. Участок между ними опущен и состоит из неправильных блоков различной величины. Обычно раз-

формированных блоков осадков. Иногда при этом доказательством перемещения являются лишь аномальные углы наклона слойчатости.

Многочисленные грязевые потоки образуют на периферии авандельты у края шельфа обширные лопастные подводные веера выноса. Каждая лопасть имеет плоскую, или слегка наклоненную ($< 0,5^\circ$) поверхность и резкий дистальный уступ, представляющий внешний склон оползшей грязевой массы. Амплитуда таких уступов — от нескольких метров до 25 и более метров, уклон их $7-10^\circ$. Отдельные лопасти разделяются заливами ненарушенного дна. Очень часто при большом количестве потоков создается общий фронтальный уступ грязевых масс.

Поверхность свежих потоков наиболее расчленена из-за большого количества эратических глыб, в более древних лопастях неровности дна смягчены. Изучение сонаром лопасти грязевого потока, расположенного на траверсе рукава Сауз Пасс, показало, что размеры глыб могут варьировать от 30 до 300 м в диаметре. Средняя мощность отдельных лопастей составляет 10-15 м, однако может достигать 50 и более метров.

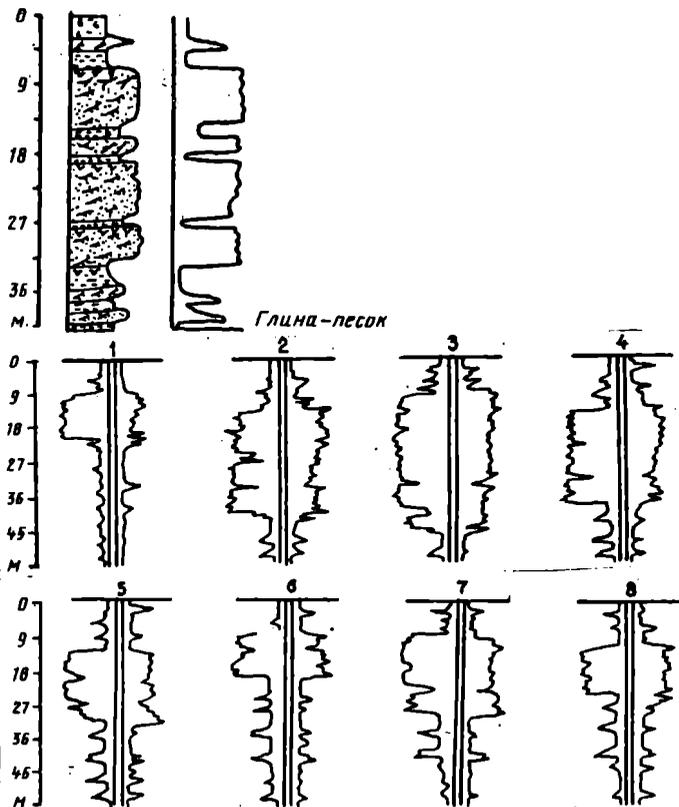
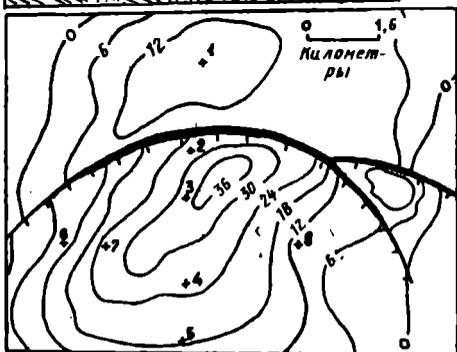
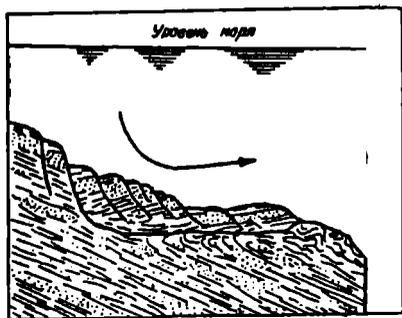
Рис. 7 иллюстрирует некоторые основные характеристики субаквальных оползневых отложений. Верхняя правая диаграмма показывает вертикальную последовательность различных литологических разностей осадков, вскрытую скважиной. Примечательно разнообразие размерностей зерен. Песчаные образования слагают изолированные прослойки с резко выраженными подошвой и кровлей. В таких прослоях удастся проследить особенности структуры и текстуры, характерные для фаций "рукав-устье-бар" и дистального бара. Однако, в отличие от своих аналогов "in situ" в оползневой массе песчано-алевроитовые отложения перечисленных фаций залегают на глинах внешней части шельфа и имеют резкие подошвенные контакты.

Слоистость в этих перемещенных фрагментах имеет необычный наклон под углом $10-25^\circ$. Характерно обилие небольших сбросов, текстур течения и оползания. Как правило, шельфовые глины, подстилающие оползшие блоки, также сильно деформированы.

На рис. 7 приведена карта изопахит песчано-алевроитовых литофаций одного из оползневых концентров на периферии авандельты, в опущенном крыле "сброса роста". Изменение электрокаротажных характеристик разрезов в различных частях такого концентра показано в нижней правой части рисунка.

Песчано-алевроитовые отложения дистального бара, устьевого бара (в нормальном залегании и в перетолженных грязевыми потоками

1888



171

Рис.7. Особенности отроения внешней зоны оползневых отложений авандельты по данным бурения [17]
 Вверху - модель оползня и литологическая колонка; слева - изопахиты песчаных литофаций, м.
 Крестом показано местоположение скважин

блоках) и заброшенных распределительных русел представляют большой практический интерес как потенциальные коллекторы нефти и газа [17]. С другой стороны, обогащенные ОВ глинисто-алевритовые осадки дельты, маршей и внутридельтовых водоемов являются потенциальными нефтегазоматеринскими формациями. Типичные для каждой из перечисленных выше фаций дельты электрокаротажные диаграммы показаны на рис. 8.

Касаясь проблемы фациального районирования устьевых областей, следует, по-видимому, согласиться с мнением гидрологов (Самойлов И.Б., 1952; Михайлов В.Н., 1971) [4], которые считают, что русловые процессы в надводной части дельт сугубо специфичны и отличаются от русловых процессов вышележащей части речной долины. К таким специфическим особенностям относятся следующие [4]:

1. Преобладание необратимых однонаправленных русловых деформаций, связанных в основном с аккумуляцией наносов. (К необратимым, однонаправленным русловым деформациям относится проявление устьевых процессов взаимодействия вод реки и моря и образование дельты).

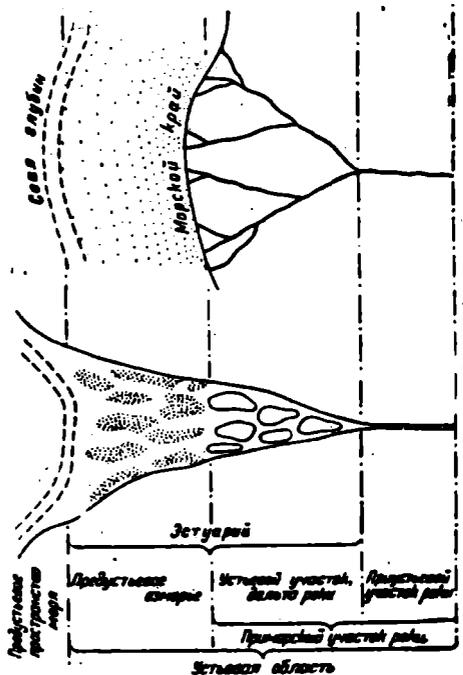
2. Изменение характера обратимых знакопеременных русловых деформаций и, как следствие, русловых форм. Побочный русловой процесс и меандрирование, а также крупные русловые формы выражены в субаэральной дельте слабее, чем на вышележащих участках реки [4]. Малые формы руслового рельефа (песчаные гряды) в рукавах дельт в связи с большой изменчивостью скоростей течения по сезонам претерпевают более заметные изменения, чем выше дельты. Эти изменения возрастают по направлению к морю.

3. Несравненно большая взаимосвязь однонаправленных и знакопеременных деформаций. Высокая скорость однонаправленных русловых деформаций в надводной части дельты, как правило, затупевывает знакопеременные деформации. Возрастание стока наносов увеличивает скорость перестройки русловой сети и повышает относительную роль односторонних деформаций. При этом знакопеременные деформации лучше выражены в стабильных рукавах дельты. Однонаправленные деформации русла способствуют развитию знакопеременных деформаций определенного типа. К примеру, удлинение рукава и его отмирание может сопровождаться развитием излучия. И наоборот, знакопеременные русловые деформации зачастую являются причиной необратимых однонаправленных деформаций. Так, развитие излучия в рукаве способствует его удлинению, перераспределению стока в смежный рукав и отмиранию первого рукава.

Этот перечень специфических особенностей надводной дельты можно продолжить баровым типом устьевое удлинения, недолговечностью русловых водотоков, а также сильным воздействием моря на процессы седиментации.

Фации дельт

Вышеизложенное заставляет признать целесообразным выделение из равниннодолинного фациального пояса [I0] самостоятельного надводнодельтового фациального пояса. Нижняя (морская) граница надводнодельтового пояса определяется так называемым морским краем субаэральная дельты ("устьевой участок дельты реки" по И.В.Самойлову, 1952). Верхняя, речная граница отвечает створу нижнего течения реки, на котором выклиниваются в межень приливные, или нагонные подъемы уровня, т.е. сводится к нулю воздействие колебаний уровня моря. В многорукавных дельтах ниже упомянутого створа начинается деление основного потока реки на рукава (рис.9).



В составе надводнодельтового фациального пояса, следуя стадийному динамическому принципу фациального районирования, предложенному в [I0, I1], мы выделяем триаду зон контрастной дифференциации - три динамические фациальные зоны: надводнодельтовую обломочную (русловую), надводнодельтовую мелкоземистую (пойменную), надводнодельтовую отстойно-застойную (озерно-болотную).

Рис.9. Районирование устьевой области реки (по И.В.Самойлову, 1952)

Зональность осадков надводной дельты сложна и определяется типами образования водотоков: баровым или прорывным и их сочетаниями. При баровом типе зональность в целом параллельна ориентировке основного речного потока, дробящегося в многорукавных дельтах на многочисленные веерообразно расходящиеся распределительные рукава.

При прорывном типе наложенные или приращенные субдельты образуют упомянутые выше фациальные зоны, ориентированные в активной фазе прорыва по нормали к направлению материнского русла, питающего прорыв. По мере развития прорывных субдельт угол ответвления их водотоков от материнского русла уменьшается.

Прорывной тип процесса устьевого удлинения особенно показателен для обоснования индивидуальности и специфичности осадконакопления надводнодельтового фациального пояса.

Прорыв характерен для надводных дельт рек с большим уклоном дна и значительной величиной выносимых наносов. Этот процесс начинается интеграцией осадков материнского речного потока, которая затем сменяется контрастной дифференциацией и образованием русловой, пойменной и озерно-болотной (отстойно-застойной) фациальных зон.

Седиментационная зональность подводнодельтового (авандельтового) фациального пояса субпараллельна береговой линии бассейна.

Этот пояс мы, так же как и В.И. Попов, разделяем на авандельтовую обломочную (баровую), авандельтовую иловую и авандельтовую застойную фациальные зоны. Последняя представлена более или менее полно лишь в отложениях дельт стабильных в тектоническом отношении регионов (платформ). В авандельтах краевых частей бассейнов с высокими скоростями прогибания застойная фациальная зона частично или полностью перекрыта авандельтовой оползневой фациальной зоной, выделенной впервые в [17].

Гидрологи оконтуривают морскую границу устьевой области реки зоной максимальных горизонтальных градиентов солености при наиболее благоприятных условиях (максимальных расходах воды в реке). Седиментационная морская граница авандельты менее четкая, она определяется началом распространения донных осадков шельфа.

Надводнодельтовая обломочная (русловая) фациальная зона. Двум разновидностям устьевого удлинения отвечают два типа русловых отложений субазральной дельты: русловые наносы водотоков прорывного типа и донные отложения распределительных рукавов с баровым типом устьевого удлинения.

Описание русловых наносов водотоков прорывного типа замещено нами главным образом у М.Г.Барковской [2], изучившей донные осадки распределительных рукавов надводной дельты Дуная.

Этим исследователем выделены стрекневая, пристрекневая отмельнорусловая и прибереговая фации.

Стрекневая фация приурочена к наиболее глубокой части поперечного профиля русла, для нее характерны наибольшая скорость и турбулентность водной струи, наиболее высокое содержание грубой фракции в донных наносах, процессы эрозии ложа. Для этой фации в дельте Дуная типичны светлые зеленовато-серые мелкозернистые пески, в которых содержится до 5% крупнопесчаной фракции, гравия и гальки. Однако в максимально углубленных частях русла местами встречены разнозернистые пески, в которых гравийная и почти все песчаные фракции содержатся в равных количествах (по 15-20%). Довольно часто в стрекневых осадках надводнодельтового аллювия образуются скопления обломков древесины, окатышей, слабо сцементированных пород, перестроенной фауны.

Фация русловой отмели хорошо выражена на широких участках русла, где обычно расположена с одной стороны его. Донные наносы здесь представлены светлыми, зеленовато-серыми слюдистыми, хорошо отсортированными мелкозернистыми песками.

При колебании в широком интервале размера зерен, переносимых потоком, в разрезе русловой отмели (русловой косы по Аллену) зернистость песков уменьшается снизу вверх [13].

Для отложений русловой отмели характерна косая слоистость ряби течения. В нижней части разреза она крупномасштабная, выше наблюдается чередование мелкослойчатых и горизонтальнослойчатых песков. В верхней части разреза могут встречаться маломощные прослои и линзы глинисто-алевритовых пород поймы, обычно присутствуют текстуры размыва. Описываемые отложения зачастую содержат рассеянные обломки древесины, окатыши глин, включения раковин пресноводных моллюсков. Песчаные тела русловых отмелей прерывисты и имеют линзовидное сечение.

Промежуточной между стрезневой и отмельно-русловой является пристрежневая фация. Она отличается от стрезневой лишь более слабо выраженной эрозией ложа [2].

Представляет интерес прибереговая фация, для которой характерны зеленовато-серые плохо отсортированные алевропелитовые илы. В эти илы погружены оползшие при разрушении берега блоки слагающих его пород.

Таким образом, наблюдается закономерное увеличение от берегов к оси русла среднего медианного диаметра донных наносов. Миграция струи потока поперек русла создает кратковременную изменчивость крупности донных отложений, в результате характеризующихся сильной переслоенностью.

В донных отложениях дельтовых проток Волги преобладает фракция крупного алеврита, но наиболее чутко реагирует на изменения гидрогеологического режима фракции от 0,05 до 0,01 мм и меньше 0,01 мм (М.В. Клёнова, 1963).

Местные эрозии русла обычно приурочены к его изгибам, с которыми связаны интенсивные размывы у вогнутых берегов. Примером являются так называемые зимовальные ямы глубиной до 30 м в протоках дельт Волги и Дуная.

В дельте Волги (Байдин С.С., 1962) местное переуглубление русла иногда связано с резким локальным увеличением уклонов водной поверхности в половодье. На прямолинейных участках эрозия русла может возникнуть на контакте грунтов с различной сопротивляемостью размыву.

Меандрирование рукавов надводной дельты обычно выражено очень слабо и происходит, как правило, в долгоживущих рукавах, имеющих тенденцию к отмиранию и заливанию. В ряде случаев меандрирование возникает в зоне ветвления рукавов в связи с образованием изгиба основного русла и вызванной им поперечной циркуляции в потоке. В узлах ветвления образуется сложная картина распределения донных осадков (рис. 10), обусловленная местной скоростной структурой потока, а также ее изменчивостью во времени. Смещение динамической оси водной струи, образование вихрей многообразят формы залегания донных отложений и их стратифицированность. По данным [4] вдоль берегов водотоков в узле обычно прослеживаются алевритовые илы, алевритовые пески и песчаные алевриты.

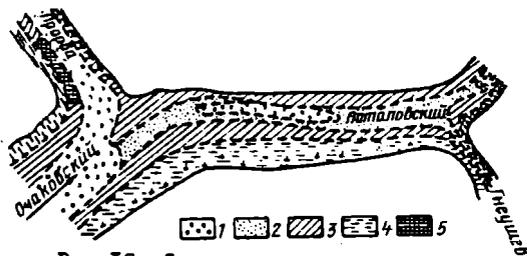


Рис.10. Схема распределения донных отложений в узле разветвления водотоков Очаковский - Потаповский - Прорва (Килийская дельта Дуная) в августе 1973 г. (по В.Н. Михайлову и др., 1977)

1 - мелкозернистый песок, 2 - пылеватый песок, 3 - илестый песок и песчаный ил, 5 - глинистый ил

кать местные размывы, в результате чего пески ложатся тонким слоем на размывные породы, имеют плохую сортировку, включения окатышей глин.

В ряде случаев, в низовьях рек с большим сезонным расходом и большой осадочной нагрузкой, совпадающих с зонами интенсивного тектонического прогибания, возникает активная горизонтальная миграция и ветвление русел надводной дельты, подобные этим же процессам в конусах выноса подгорных рек. При этом возникает многочисленные перекаты, именуемые иногда русловыми островами. Строение таких перекатов изучено в надводной дельте р.Брахмапутра [15], где обобщенный разрез отложений подобных перекатов выглядит следующим образом.

Нижняя часть (зона А, 7 м) сложена крупнокосослойчатыми песками, образующими пласты мощностью более 1 м. В пределах этого же интервала отмечаются слойчатость мелкой ряби, мелкомасштабные текстуры размыва и заполнения. Часто здесь обнаруживаются скопления органики в основании косослойчатых серий.

Выше (зона Б, 1 м) следует переслаивание песков и алевритовых песков. Отдельные прослои этой зоны имеют линзовидную форму. Пески косослойчатые (слойчатость восходящей ряби и слойчатость мелкой ряби) [12], алевритовые пески горизонтально-слойчатые.

Зона В (1-2 м) представлена горизонтально-слойчатыми алевритами и алевропелитами, отложенными в стоячей воде (старичное озеро).

Исключение составляет участки русла у верхней части острова, представляющие собой песчаные отмели низовой косы. Верховные косы слагаются чаще всего алевритовыми илами и быстро зарастают тростниковой растительностью. Центральная часть русла с порогами и плесами перекрыта хорошо сортированными мелкозернистыми песками. На плесах могут возникать

К зоне Г отнесен почвенный слой, сложенный глинисто-алеуритовыми отложениями. Здесь наблюдаются интенсивная биотурбация, остатки корней растений.

Отмечается широкое распространение в осадках зоны В оползневых текстур, конвольтной слоистости, включений окатышей глин. В зоне Б оползневые деформации встречаются реже [15].

Надводнодельтовая мелкоземистая (пойменная) фациальная зона. В этой фациальной зоне естественно обособляются останки прирусловых валов поймы и собственно пойменные фашии.

Фашия прирусловых валов. Образование прирусловых валов связано с сезонными паводками, во время которых речной поток выходит из берегов. При этом на мелководьях вдоль границ русла скорость потока снижается и происходит осаждение взвешенных частиц, вблизи русла откладываются наиболее крупные из них, по мере удаления от него размер зерен уменьшается.

Осадки прирусловых валов должны в идеале слагать извилистые шнурковые, треугольные в профиле тела. Однако в надводной дельте паводковые воды обычно движутся не в виде площадного потока, а через прорывы в прирусловых валах. В итоге геометрия последних сильно усложняется.

Прирусловые валы в надводной дельте р.Брахмапутра сложены многочисленными выклинивающимися в виде ямков и взаимно перекрывающимися линзами песчаного материала, содержащими включения алеуритовых осадков [15].

Пески доминируют в близарусловых разрезах, большая часть их отложена в прорывных расщелинах. При удалении от русла пески сменяются алеуритами, а затем, при переходе к собственно пойме — глинистыми алеуритами и алеуропелитами.

Фашия поймы. В хорошо выраженных речных бассейнах с более или менее стабильным руслом пойма представляет собой слабо расчлененную изменчивую поверхность, на которой во время паводков происходит отложение взвешенных тонкозернистых осадков. Скорость седиментации здесь низкая, в гумидном климате плохо дренируемые паводковые площади поймы зарастают растительностью и заболачиваются.

В надводных дельтах, где русловая система быстро изменчива, иловые паводковые осадки поймы тесно сопряжены и перемежаются с отложениями прирусловых валов, образуя сложные литофациальные сочетания. Обычно здесь наблюдается частое линзовиднопластовое пере-

слияние песчаных и глинисто-алевритовых наносов. Каждая серия начинается мелко-тонкозернистым песчаником, вверх постепенно переходящим в горизонтально-слоистый алевропелит. В последнем, как правило, присутствует растительный детрит. Обилие органики придает глинистым породам темную окраску.

В аридных и семиаридных климатических зонах для глинистых осадков поймы характерны темно-красноцветные (буро-красные, красно-бурые, шоколадные) окраски, в них могут наблюдаться трещины усыхания, карбонатные и железистые конкреции. В высокопривлизных дельтах пойменные осадки субаэральной равнины иногда сильно осолоняются, вплоть до появления линз и прослоев гипса и галита.

Наоборот, в гумидном климате отложения поймы часто содержат горизонты почв с обильными остатками корневых систем травянистой растительности (луговые почвы), узорными текстурами, включениями наземной фауны.

Надводнодельтовая отстойно-застойная (озерно-болотная) фациальная зона. Отложения этой фациальной зоны пользуются чрезвычайно широким распространением в пределах низменных субаэральных дельтовых равнин и характеризуются генетическим разнообразием.

Выше отмечалось, что прорывной тип устьевого удлинения способствует, во-первых, тому, что русловые воды затопляют внутридельтовые понижения и образуют многочисленные озерные водоемы, во-вторых, приводит к изоляции части русел, находящихся ниже прорыва, которые заливаются и какое-то время функционируют как озера старичного типа. Наконец, так называемые внутريدельтовые заливы в активно проградирующих дельтах могут отгородиться от моря баром или болотами и превратиться в озера с изменчивой соленостью вод, в зависимости от степени проникновения в них морских и паводковых речных вод.

Ниже мы рассмотрим особенности озерной седиментации в субаэральной части дельт.

Озерные фации. Водный баланс внутренних озер дельты зависит от их происхождения и расположения. Он может поддерживаться за счет сезонного разлива паводковых вод, воздействия нагонов, впадения в озеро распределительного рукава. В озера во время приливов и штормов могут проникать морские воды. Кратковременность существования озерных водоемов надводной дельты не способствует накоплению в их пределах сколько-нибудь значительных мощностей осадков.

Перечисленные факторы чрезвычайно затрудняют идентификацию озерных отложений древних дельт. В целом, для изолированных межрусловых пресноводных озер субаэральной дельты характерно уменьшение зернистости осадков от берегов к наиболее глубоким частям. Представлены они тонкозернистыми песками и алевритами, перемежающимися с доминирующими по мощности алевропелитами и глинами. Глинисто-алевритовые отложения - тонкослойчатые, содержат обуглероженный растительный детрит в умеренных количествах, часто подвергнуты интенсивной биотурбации. В зависимости от солености вод в них могут встречаться скопления остатков пресноводной или солоноватоводной фауны.

Е.В.Шанцер (1951) выделяет нестаричные озера надводной дельты в особый тип, который, по его мнению, следует относить не к аллювиальным образованиям, а к группе озерных отложений в собственном смысле слова. Заболачивание таких озер является основой накопления мощных слоев торфа и, как следствие, угля.

Ключевым моментом здесь является близкая к некомпенсированной скорость тектонического прогибания в пределах крупных отрицательных региональных структур типа синеклиз, мульд, внутриплатформенных, краевых и приразломных прогибов, межгорных впадин.

Приуроченность устьевых областей или выходящих участков речных долин к обширным зонам опускания подобного рода интенсифицирует озерно-болотные процессы, особенно в условиях влажных тропиков. Осадки отшнурованных от моря внутридельтовых межрукавных заливов (в дельте Волги они именуются "култуками") охарактеризованы выше.

Озера, образовавшиеся в результате отмирания части распределительных рукавов надводной дельты по гидрологическому режиму и характеру седиментации близки к старичным озерам аллювиальных равнин. Отложениям озер этого типа частично отвечает фауна заброшенных (отмерших) распределительных рукавов [17].

В отличие от старичных озер, связанных с меандрирующими потоками, озерные водоемы отшнурованных рукавов надводной дельты имеют большую протяженность и менее изогнуты в плане.

В покинутом потоком рукаве происходит его закупорка с обоих концов, осуществляемая в нижней части за счет быстрого намывания песков устьевого бара, в верхней - заливающимися песками русловых отмелей.

Как и в старичных озерах начальная фаза седиментации в отшнурованных рукавах близка к условиям накопления отложений русловых отмелей. Отличие заключается в более широком развитии в первых глинисто-алевритовых осадков и в большем содержании в них ОВ. Меняется и облик песков, зернистость их уменьшается, возрастает содержание алевритовой и пелитовой фракций.

Базальные пески отшнурованных рукавов, в отличие от старичного аллювия, залегают в активно проградирующих дельтах на иловых осадках устьевого взморья и подвержены, в силу этого, интенсивным процессам грязевого диапризма и вулканизма. Текстуры оползания и смятия широко распространены в них.

В собственно озерную фазу развития рукава полного гидрологического обособления его не происходит. В рукав периодически проникают полые воды и во время сильных штормов и высоких приливов — морские воды. Периодически могут возникать медленные продольные течения.

В итоге собственно озерные отложения представлены перемежаемостью алевритовых, глинистых мелко- и тонкозернистых песков с доминирующими по мощности алевропелитами. В песках часто наблюдается пологая мелкая косая слойчатость, сменяющаяся горизонтально-волнистой. Характерны резкие нижний и верхний контакты песчаных прослоев и линз. Высокое содержание воды приводит к различной степени уплотнения песчаных и глинисто-алевритовых осадков и образованию "узловатой" слоистости. Часто на контакте песчаных и алевропелитовых прослоев встречаются линзы растительного детрита. Гравитационно-оползневые нарушения слоистости наблюдаются и в этой части разреза. Обычны включения остатков пресноводной, реже морской фауны. Выше озерные отложения сменяются темными болотными алевропелитами и торфами.

Болотные фации (марши, свампы). В зависимости от происхождения можно наметить три типа болот: 1) заболоченный озерный водоем; 2) заболоченное отмершее русло водотока; 3) заболоченное морское побережье подводной дельты. Болота могут быть пресноводными, солоноватоводными и солоноводными.

Как отмечалось выше, отмирающие участки распределительных русел обычно изолированы в верхней и устьевой частях песчаными косами. Во время паводков, морских штормов в такие отшнурованные русла попадают взвешенные алевропелитовые наносы, разносимые ветровым течением вдоль образовавшегося озерного водоема. Определен-

ное участие в его занесении могут принимать золотые пески. Постепенно, начиная с краев, озеро зарастает растительностью, которая дополнительно задерживает тонкие наносы. Собственно болотная фаза развития такого водоема представлена перемежаемостью торфа и алевропелита.

Разрез отложений марша надводной дельты р. Колвилл (Северная Аляска), приведенный в [8], выглядит следующим образом (сверху вниз): 1. Поверхностный 10–15 см слой болотной почвы или тундровый покров с небольшим количеством алевритистых песков золотого происхождения; 2. Песчаная глина – глинистый песок с неупорядоченной структурой; 3. Горизонт торфянистой органической массы, залегающей на гравийных песках. Приведенный разрез может быть нарушен или деформирован льдом или полигональными клиновидными песками.

Для отложений маршей характерны: горизонтальная слоистость, сильно переработанная илоедом; большое количество растительного детрита, остатки корневой системы растений, раковины пелеципод, гастропод, фораминифер, остракод. В ряде случаев (надводная дельта р. Эбро) [7] финальная стадия развития марша маркируется формированием известковистой почвы или травертиновой корочки.

Содержание $С_{орг}$ в отложениях крупных маршей, удаленных от источников обломочного материала, может достигать 100%, однако колебания по разрезу обычно значительны. Так, в 18 образцах 6-метровой колонки керна, отобранной при бурении на марше Барнстейбл, шт. Массачусетс, массовое содержание $С_{орг}$ варьирует от 14 до 68% в сухом осадке (Emeru K.O., Uchuri E., 1972). В этих же образцах массовое содержание воды колеблется от 82 до 88% во влажном осадке. Обилие воды в осадках солоноводных маршей обусловлено характером органического детрита (спикулы губок).

Несмотря на высокую пористость естественное уплотнение торфа очень мало из-за низкой плотности материала и зависит от массы перекрывающих наносов и степени разложения растительной органики (Bloss A.L., 1964; Kaye C.A., Varghootn E.S., 1964).

Содержание $CaCO_3$ в пелитовых осадках солоноводных маршей обычно составляет всего несколько процентов, несмотря на обилие остатков гастропод. Это связано с процессами растворения карбонатов, поскольку окисление обильной органики снижает значение pH.

В тропическом климате вдоль морского побережья некоторых дельт широким развитием пользуются мангровые болота ("свампы"). От солоноводных маршей они отличаются типом растительности, более

высокой долей обнаженной иловой поверхности и присутствием карбонатного основания. Содержание CaCO_3 , представленного арагонитовым раковинным детритом, достигает 10–15%. Осадки представлены главным образом тонкозернистыми песками и алевролитами. Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ изменяется от 1% на морской стороне до 18% вблизи границы мангрового болота на суше (School D.W., 1963, 1964).

Завершая описание обстановок осадконакопления субаэральной дельты, отметим частое присутствие здесь золотых накоплений, особенно в районах с сильной ветровой активностью.

В надводной дельте Волги такое происхождение доказывается Б.А.Федоровичем (1946) для "бугров Бара". Они представляют собой удлиненные холмы с относительной высотой 5–10 м, имеют в основании ширину в несколько десятков или сотен метров, длину 0,5–5 км. Их оси ориентированы в общем с запада на восток, а в юго-западной части дельты постепенно поворачивают на северо-запад. Каждый бугор имеет в основании поколь из хвалыньских глин, на котором лежит толща песчаных и суглинистых пород, создающих его форму.

Б.А.Федорович (1946) считает, что в условиях аридного климата восточные ветры вначале нанесли песок, а затем сформировали слои, обогащенные пелитовым материалом – продуктом распада глинистой корки окрестных тапиров.

В надводной дельте р.Сенегал пляжи береговой линии осложнены крупными золотыми дюнами, высота которых местами превышает 16 м. Большая скорость ветров, дующих с океана в районе дельты р.Сан-Франциску (Южная Бразилия), способствовала широкому развитию золотых песчаных дюн высотой более 22 м, которые распространяются через береговые валы на расстояние нескольких миль. Внутренняя дельтовая равнина [16] состоит здесь почти целиком из береговых валов, расположенных близко друг к другу, с узкими ложбинами и наложенными золотыми осадками.

Подводнодельтовый (авандельтовый) фациальный пояс

Зональность осадков авандельты более проста, нежели седиментационная зональность субаэральной дельты. Она сравнительно полно изучена в приустьевых частях современных морских и океанских шельфов.

Тем не менее диагностика фаций авандельты в древних прибрежно-морских осадочных комплексах сопряжена с большими трудностями

из-за плохой сопоставимости объектов изучения с современными моделями.

Это связано с тем, что основной элемент авандельты – устьевой бар, является зоной наиболее активных седиментационных процессов (выше мы подчеркивали, что скорость осадконакопления здесь наивысшая в дельте) и вместе с тем, зоной, наиболее нестабильной, подверженной прежде всех другим активному воздействию деструктивных морских процессов.

Характерно, что эволюция дельт в различные фазы регрессивно-трансгрессивных циклов протекает при меняющихся соотношениях конструктивных и деструктивных дельтоформирующих факторов.

В итоге, конечные латеральные и вертикальные взаимосвязи в погребенных дельтах являются результатом совместного, или попеременного влияния многих природных процессов, что чрезвычайно осложняет реконструкцию условий седиментации на основе изучения современных моделей. Положение осложняется конечно и огромными методическими различиями в исследованиях современных и древних дельт.

Авандельтовая обломочная фациальная зона. К ней относится устьевой бар – аккумулятивное песчаное тело, сложенное донными речными наносами, активно перерабатываемыми здесь волнами и течениями.

Зона распространения песков охватывает речной склон бара, баровый осередок, гребень и простирается за гребнем до глубин 2,5–3 м [4]. Механический состав песков изменяется на различных элементах бара. Так, от его гребня в сторону моря в песках увеличивается содержание алевритовой и глинистой фракции. В баровой ложбине и на осередке часто отмечается укрупнение зернистости песка до среднезернистого, устьевые косы подветренной стороны бара, наоборот, имеют тенденцию заиливаться.

В [4] подчеркивается, что песчаные выходы рек распространяются вдоль морского берега надводной дельты в обе стороны от устья, в связи с чем в межукавных пространствах между барами рукавов и в прибрежной полосе до глубин 4–5 м также простирается зона песка. На морском склоне устьевого бара и в межукавных заливах эту зону оконтуривают узкие полосы алевритовых песков и песчаных алевритов, обычно не выдвигающихся дальше 5-метровой изобаты (на крутых склонах крупных баров они достигают 10-метро-

вой изобаты). Далее в сторону моря на глубинах 5–10 м, на крупных барах до 15 м, прослеживается широкая зона развития алевритовых илов, которая оконтуривается наиболее обширной областью седиментации алевритовых илов, относящейся уже к авандельтовой иловой фациальной зоне.

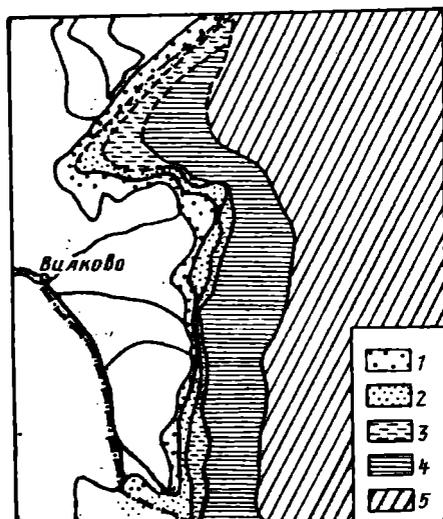


Рис. II. Схема распределения донных осадков на шельфе в приустьевой части Дуная [2]

1 – пески средне- и мелкозернистые; 2 – алевропсаммиты и крупные алевриты; 3 – алевропелитовые илы; 4 – пелитовые илы; 5 – ракушечники, переходящие в крупно- и среднезернистые пески с ракушей

алеваитовыми илами, состоящими из крупного алеврита (45–55%) и примерно равных количеств (по 20–30%) мелкоалеваитовой и пелитовой фракций. Алевритовые илы протягиваются сплошной полосой вдоль всей дельты, распространяясь до глубины 3, местами 5–6 м, на расстоянии 1–1,2 км от берега. С глубины 3–4 м содержание в них крупноалеваитовой фракции резко уменьшается и они сменяются зелено-серыми алевропелитовыми илами.

Для песчано-алеваитовых отложений устьевых баров (объединяемых фаши "устьевых баров" и "дистального бара" [17]) наиболее

М.Г. Барковская [2] приводит в общем аналогичную схему распределения донных осадков устьевых баров авандельты Дуная (рис. II). До глубины 0,7 м, реже 1,5 м на расстоянии 500–600 м от берега здесь распространены светлые, серо-зеленые, слюдистые, мелкозернистые пески. Частицы > 0,25 мм (преимущественно 0,5–0,25 мм) составляют в них не более 2%. Пески содержат значительную примесь крупного алеврита, иногда переходят в алевропсаммиты и крупные алевриты. От глинистых и мелкоалеваитовых частиц пески отсортированы хорошо. В них много обломков стеблей и корней тростника, листьев и мелкого растительного детрита.

Вглубь моря пески сменяются серо-зелеными слюдистыми, плохо отсортированными

характерны мультислойчатая (желобообразная) касая слойчатость, а также косая слойчатость ряби волнения и ряби течения [12]. Песчаные наносы устьевого бара могут быть фрагментарно дислоцированы процессами грязевого диапиризма и вулканизма, а также небольшими локальными подводными оползнями. В песках часто встречаются прослойки и линзы растительного детрита, окатанные обломки древесины.

По мере продвижения дельты в сторону моря осадки устьевого бара перекрывают богатые ОВ глинисто-алевритовые илы передовой части авандельты [12]. При разложении органики высвобождаются газы, которые, поднимаясь сквозь залегающие выше илов пески устьевого бара, формируют в них характерные текстуры раздувания.

В дистальной части отложений устьевого бара, представленных перемежаемостью тонкозернистых песков и алевритов с резко подчиненными по мощности алевропелитами вклинивающейся сюда авандельтовой иловой фациальной зоны, осадочные текстуры (косая слойчатость, мелкие следы размыва, знаки ряби) повторяются в разрезе в определенной последовательности, что позволяет предполагать сезонное ее происхождение. Наиболее типична для осадков этой части устьевого бара многоярусная однонаправленная мелкая косая слойчатость.

Условия здесь благоприятны для существования бентоса: остатки раковин, слепки ходов илоедов, биотурбированные илоедами слои пользуются широким распространением.

Еще мы отмечали, что в песчаных наносах устьевых баров активно выдвигающихся дельт размер зерен увеличивается снизу вверх по разрезу. Такие пески залегают на глинисто-алевритовых осадках внешней части подводного склона авандельты, а покрываются отложениями субаэральной дельты. Обратная последовательность смены фаций и противоположный характер изменения зернистости песков по разрезу возникает при деградации дельт в условиях морской трансгрессии.

Хорошо отсортированные пески устьевых баров (их сортировка улучшается, благодаря переработке донных наносов реки волновыми процессами) при захоронении образуют прекрасные коллекторы. В этой связи представляется весьма важным познание геометрии образующих ими песчаных тел.

При обобщении материалов бурения большого ~~участка~~ склона, вскрывших отложения современной дельты Миссисипи, обращено внимание на развитие в восточной ее части (субдельта Ла-Фур) погребен-

ных песчаных покровов общей площадью 675 км² и мощностью от 7 до 30 м (Pisk Н.Н., 1955) [20].

Эти покровы (рис.12) состоят из слившихся песчаных тел русел и прирусловых валов надводной дельты, а также устьевых баров, расположенных близко друг к другу в плане распределительных рукавов. Морфология покрова линзовидно-платовая. Мощность песков уменьшается в сторону моря, они залегают на илах продельты, а перекрыты осадками маршей надводной дельты, средняя мощность которых составляет 12 м.

Аналогичные песчаные покровы изучены в современной дельте Роны. Воздействие волн на осадки морского края дельты приводит к распластыванию покрова, состоящего из песков и алевритов устьевых баров и приустьевых валов распределительных рукавов, вдоль береговой линии (Van Straaten L.M.J.U., 1959) [22].

Покровные песчаные тела дельтового генезиса описаны в олигоценовых отложениях Техаса (Nanz R.H., 1954), в нижнемеловой серии Хорстус шт. Колорадо (McKenzie D.B., 1965), в палеозойских толщах бассейна Иллинойс (Potter P.E., 1963). Покровные линзовидно-пластовые песчаники дельт изучены в девонских и каменноугольных отложениях Нижнего Поволжья, нижнем карбоне Днепровско-Донецкой впадины, миоцене платформенного борта Предкарпатского краевого прогиба (Бабадаглы В.А. и др., 1975) [1,3,6].

В юго-восточной части дельты Миссисипи впервые была детально исследована по данным бурения другая разновидность песчаных тел - "пальчиковые бары", - описание которых приведено выше при рассмотрении фации "рукав-устье" (Pisk Н.Н., 1961).

Однако такие удлиненные линзовидные, ориентированные под большими углами к береговой линии песчаные тела, как подчеркивалось ранее, представляют собой эфемерное образование. При выдвигании дельты они сливаются с русловыми и пойменными песками прорывных субдельт или смежных распределительных рукавов, при деградации дельт размываются волнами и течениями, образуя покровы.

Очевидно в связи с этим в геологической литературе описано мало древних аналогов дельтовых "пальчиковых баров". Они встречаются в пемсильванских отложениях Оклахомы (Busch D.A., 1953), в песчаниках триасовой свиты Шильфзандштейн (ФРГ) (Wurster P., 1964). Карта изопакит песчаников Бух, составленная для той же пемсильванской свиты Мак-Алестер шт. Оклахома [14], демонстрирует линзовидно-пластовое их залегание с увеличением мощностей вдоль ветвящихся распределительных рукавов.

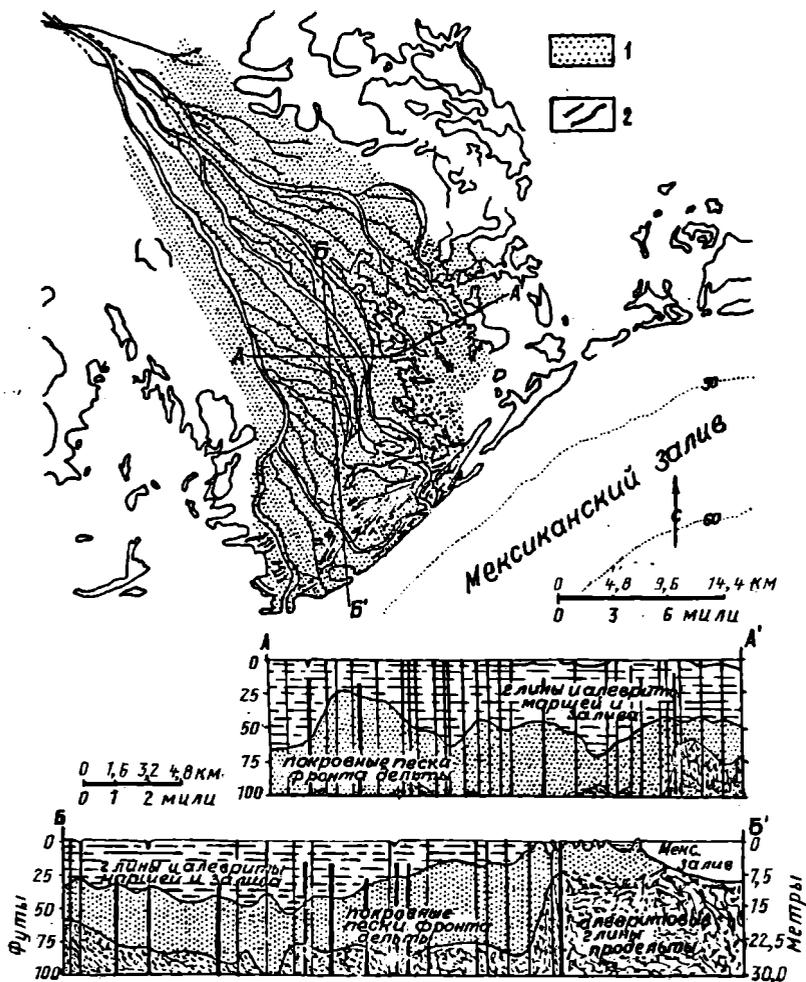


Рис. 12. Покровные пески фронта дельты р. Миссисипи
(по Х. В. Фиску, 1955)

1 - покровные пески, 2 - баровые гребни на болотистой равнине

Авандельтовая иловая фациальная зона. Зона охватывает обширные площади подводного склона авандельты мористее границы устьевового бара, в пределах которых оседает основная часть взвешенных речных наносов, главным образом, за счет коагуляции коллоидов при смешении пресных и соленых вод. По данным М.Г.Барковской [2] в авандельте Дуная внешняя граница устьевового бара фиксируется четко на глубинах 3-4 м, местами 5-6 м, и расстоянии 1-1,2 км от берега резким уменьшением содержания в донных илах крупноалевритовой фракции. Далее до глубин 8-10 м и расстояния 1,5-2 км от берега, вдоль него прослеживается зона развития зелено-серых алевропелитовых илов, содержащих большое количество тонко перетертого растительного детрита.

С глубины 10 м алевропелитовые илы сменяются более светлыми серо-зелеными пелитовыми илами, в которых доля частиц алевритовой размерности колеблется от 5 до 25%. Начиная с глубин 15-20 м иловые осадки авандельты Дуная граничат с шельфовыми ракушняками, переходящими в разнозернистые пески с битой ракушкой. Алевропелитовые и пелитовые илы сильно биотурбированы, для зоны их отложения характерно резкое уменьшение количества морских моллюсков и гастропод [2].

Изучение колонок донных грунтов, отобранных в области продельты, отвечающей описываемой фациальной зоне (Donaldson A.C. et al, 1970) [20,23] показывает, что наиболее характерной особенностью их является тонкогоризонтальное ("лапшевидное") переслаивание алевритов и алевропелитов, либо чистых коллоидных глин. Алевритовые слои обычно светлые, алевропелитовые и глинистые, содержащие большое количество $C_{орг}$ - темные (до черных). По мере приближения к дистальной части устьевового бара мощность алевритовых прослоев возрастает и в них появляется мелкая косая слоистость.

Вместе с тем изучение керн скважин, вскрывших илы дистальной части авандельты, показало присутствие здесь значительных по мощности (до 10-20 см) неслойчатых алевропелитовых илов [20,23].

Текстуры подводного оползания и смятия в отложениях иловой авандельты встречаются реже, нежели в осадках устьевового бара. Это объясняется тем, что оползневые деформации на периферии авандельты более значительны по масштабу. Они затрагивают крупные фрагменты и голди нелитифицированных, сильно обводненных глинисто-алевритовых илов и перемещают образующиеся грязевые массы вниз по уклону дна, часто за пределы шельфа.

В аридных климатических условиях в дистальной части авандельт небольших подгорных рек могут захороняться алевропелитовые осадки, сохраняющие в субаквальной морской среде (благодаря высокой скорости седиментации) красноцветный пигмент. Окраска приобретает при этом характерный темно-малиновый оттенок. Тонколапшевидное переслаивание светло-серых алевролитов и малиново-красных алевропелитов авандельтовой фациальной зоны отмечается в олигоценовых отложениях Ферганской межгорной впадины, залегающих в пограничной части разреза между зелено-сероцветными морскими глинисто-карбонатными породами палеоцена — эоцена и мощной миоцен-плиоценовой краснобуроцветной континентальной молассой (Бабадаглы В.А. и др., 1964).

В регионах с высокой сейсмичностью и значительной дифференцированностью тектонического рельефа иловые осадки авандельты могут содержать включения окатанных или полуокатанных фрагментов чужеродных пород, скатившихся по подводному склону при обвалах и срывах в прибрежной части бассейна. Кроме того, при сотрясении обводненного нелитифицированного осадка, сложенного частой перемежаемостью алеврита и глины, могут формироваться характерные мелкие шаровые и подушечные текстуры (Kuznetz Ph. N., 1965).

Фауна в иловой зоне авандельты представлена главным образом фораминиферами, видовой набор гастропод и пелеципод обеднен по сравнению с прилегающими участками шельфа. Часто встречаются слепки ходов, обычно ориентированные по наслонению.

Авандельтовая оползневая фация. Отложения этой фации были достаточно полно описаны выше. Следует подчеркнуть большое геологическое значение оползневых олистостромовых формаций, накапливающихся на периферии крупных авандельт, мощные отложения которых формируют компенсационное шельфовое обрамление стрипцательных геоструктур с аномальными скоростями прогибания.

Олистостромовые толщи подобного происхождения пользуются широким распространением в раннеорогенном нижнемолассовом формационном парагенезе краевых прогибов. Совместное залегание (перемежаемость и латеральные переходы) с мощными тонкоритмичными глинисто-алевритовыми отложениями авандельтовой иловой фациальной зоны, в которых обычно обнаруживается богатый набор флишеподобных подошвенных текстур, часто уводило изучавших их исследователей на ложный путь.

Так например, в среднекаменноугольно-нижнепермской раннеорогенной нижнемолассовой формации Южного Тянь-Шаня многие авторы на-

ходили и находят типичный геосинклинальный флиш, в том числе и "дикий" (олистоострововые горизонты и пачки); другие интерпретировали олистоострововый меланж как доказательство движения шарьированных тектонических пластин.

Следует, наконец, отметить весьма значимую нефтегазогеологическую роль гравитационных разрывных и складчатых дислокаций авандельты, сопряженных с образованием мощных оползневых отложений, вмещающих как прекрасные песчаные коллекторы во вторичном залегании, так и насыщенные СВ глинисто-алевритовые грязевые массы, генерирующие битумоиды. Природа, таким образом, создает здесь одновременно все ингредиенты нефтегазонакопления: ловушку, коллектор и источник углеводородов.

Авандельтовая застойная фациальная зона. Эта зона охватывает наиболее глубоководную часть субаквального склона авандельты со спокойной, очень слабой динамикой водной среды и медленным осаждением тонкозернистого материала. Исследователи [12] называют ее "обстановкой придонных отложений дельты".

Осадки здесь представлены тонкоотмученными глинами с очень небольшой примесью алевритовой фракции и темной окраской, благодаря значительному содержанию $C_{орг}$ главным образом в молекулярно-дисперсной форме.

В целом концентрация органического углерода здесь ниже, чем в смежной иловой зоне авандельты, что связано с уменьшением скорости осадконакопления. Так, отношение органического углерода к органическому азоту в осадках внутренней части авандельты р.Ирвади составляет 6,9, во внешней части - 8,2.

Осадки описываемой фациальной зоны обычно сильно биотурбированы, содержат включения раковин морской фауны, их обломков, мелкого растительного детрита. Довольно часто встречаются линзы и прослои ракушечника. Может наблюдаться тонкая горизонтальная слоистость.

Для диагенетической стадии литогенеза застойных илов авандельты характерно образование аутигенного пирита, мелких конкреций сидерита, анкерита.

Застойная фация довольно хорошо диагностируется в погребенных платформенных дельтах, для которых характерны большие площади развития основных фациальных зон при малых мощностях генерируемых в них осадков.

Рассмотрим, наконец, фациальные особенности и морфологии дельт речных потоков с гиперпикнальным типом втекания в приемный бассейн, которые изучены на примере некоторых рек, впадающих в озерные водоемы.

Русла рек, впадающих в Женевское озеро и озеро Констанца, прослеживаются на подводных их склонах до значительных глубин (Fourel F.A., 1898, 1888).

Подводное русло Роны простирается в Женевском озере до глубины 250 м, ширина его составляет 200 м, глубина 15 м. Хорошо развиты прирусловые валы [21].

Работами аквалангистов установлено, что более холодная и плотная речная вода спускается по подводному руслу вглубь озера, воды которого более теплые.

Осадки субаквального русла представлены тонко- и среднезернистым горизонтальнослойчатым песком, прирусловые валы сложены алевролитами с прослоями тонкозернистого песка.

С глубины 200 м прирусловые валы исчезают, и здесь прослеживается песчаный конус выноса, выходящий на центральную донную равнину, по его периферии пески переслаиваются с алевролитами. Дистальная часть дельты сложена алевролитами, которые сменяются осадками донной равнины, представленными тонкослойчатыми алевролитами, иногда с примесью песка.

В песках конуса выноса, мощность которых достигает 50 м, описаны градационная слоистость, горизонтальная, а также мелкая косая слоистость. Характерно, что осадки субаквальных дельт гиперпикнальных потоков, втекающих в озера, не подвергаются волновой переработке.

З а к л ю ч е н и е

В связи со спецификой процессов, протекающих в дельтах, целесообразно выделить надводнодельтовый и подводнодельтовый фациальные поясы. В составе надводнодельтового фациального пояса в свою очередь можно выделить три динамические фациальные зоны: надводнодельтовую обломочную (русловую), надводнодельтовую мелкоземистую (пойменную) и надводнодельтовую отстойно-застойную (озерноболотную). Подводнодельтовый фациальный пояс можно подразделить на авандельтовую обломочную (баровую), авандельтовую иловую и авандельтовую застойную фациальные зоны.

Каждая из выделенных фациальных зон отличается особенностями своего распространения, составом присущих ей осадочных образований, концентрацией и распределением органики и другими показателями, что важно учитывать при оценке перспектив нефтегазонасности районов их распространения, при выборе направлений и методики поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Особо следует отметить большую важность в нефтегазонасном отношении оползневых олистостромовых формаций, пользующихся широким развитием по периферии крупных авандельт. Они содержат в своем составе мощные песчаные толщи-коллекторы во вторичном залежании, хорошие покрывки и высококачественные нефтематеринские породы с высокой концентрацией органики, способные генерировать в большом объеме углеводороды.

Идентификация дельтовых образований в осадочном разрезе многих регионов нашей страны и целенаправленные поиски в них залежей нефти и газа с учетом особенностей строения дельтовых построек и их фациальной зональности, несомненно, приведет к обнаружению многих новых нефтяных и газовых залежей, как в новых, так и в старых нефтегазонасных и перспективных в нефтегазонасном отношении районах.

Л и т е р а т у р а

1. БАБАДАГЛЫ В.А. Нефтегазонасные аллювиально-дельтовые отложения миоцена Внешней зоны Предкарпатского прогиба. - Тезисы докл. XII конгресса Балканской геологической ассоциации. - Бухарест, 1981, с.502-503.

2. БАРКОВСКАЯ М.Г. Отложения дельты и авандельты Дуная. - В кн.: Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. - М., Наука, 1981, с.156-182.

3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ модели пластовых нефтегазонасных резервуаров низне- и среднекаменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины/Бабадаглы В.А., Витенко В.А., Кельбас Б.И. и др. - Докл. АН УССР, 1979, сер."б", с.595-598.

4. ДИНАМИКА гидрографической сети непривливых устьев рек./ Михайлов В.Н., Рогов М.М., Макарова Т.А., Полонский В.Ф. - М.: Гидрометеиздат, 1977 - 294 с.

5. КОЛЕМАН Ж.М., РАЙТ Л.Д. Современные речные дельты: Изменчивость процессов и песчаные тела. - В кн.: Дельты - модели для изучения./Под ред.М.Бруссард. М.: Недра, 1979, с.32-91.

6. ЛИТОЛОГИЯ подсолевого палеозоя Прикаспийской синеклизы/. Д.Л.Федоров, В.А.Бабадаглы, С.В.Япкевич и др. - Саратов: Сарат. ун-т, 1977. - 215 с.

7. МАЛЬДОНАДО А. Осадконакопление, стратиграфия и история развития дельты Эбро, Испания. - В кн.: Дельты - модели для изучения./Под ред.М.Бруссард, М.: Недра, 1979, с.175-201.

8. НАЙДУ А.С., ШВАТТ Т.К. Обстановка осадконакопления и характеристика отложений дельты р.Колвилл и других рек севера арктической Аляски. - В кн.: Дельты - модели для изучения.

9. ПОПОВ В.И., ГРИДНЕВ Н.И., НАБИЕВ К.А. Литология кайнозойских моласс Средней Азии, ч.Ш. Фации равниннодолиновых формаций (на примере современных надводнодельтовых отложений Аму-Дарьи). - Ташкент: АН УзССР, 1956. - 281 с.

10. ПОПОВ В.И., МАКАРОВА С.Д., ФИЛИППОВ А.А. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методики фациально-палеогеографического картирования. - Л.: Гостоптехиздат, 1963. - 714 с.

11. ПОПОВ В.И. Опыт классификации и описания геологических формаций. - Л.: Недра, 1966. - 208 с.

12. РЕЙНЕК Г.Э., СИНГХ И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. - М.: Недра, 1981. - 440 с.

13. ALLEN T.R.L. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. - *Sedimentology*, 1965, vol. 4, № 5, p.89-191.

14. BUSCH D.A. Stratigraphic traps in sandstones-exploration techniques. - Tulsa, Okla.:AAPG, 1974. - 174.

15. COLEMAN J.M. Brahmaputra river: channel processes and sedimentation. - *Sedimentary Geology*, vol.3, № 3, 1969, p.129-239.

16. COLEMAN J.M., WRIGHT L.D. Analysis of major river systems and their deltas: Procedures and rationale, with two examples. - Louisiana State Univ., Coastal Studies Inst.Tech.Rept., 1971, vol.95, 125 p.

17. COLEMAN J.M., PRIOR D.B. Deltaic sand bodies. - Tulsa, Okla.: AAPG, Contin.Educ.Course Note Series, N 15, 1980, 171 p.

18. DELTAS models for exploration/ Ed.Brousard Martha-Lou. - Houston: Houston Geol.Soc., 1975.-555 p.

19. FISHER W.L., MCGOWEN T.H. Depositional systems in the Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. - *Bull.AAPG*, 1969, vol.53, № 1, p.30-54.

20. FISK H.H. Bar-finger sands of the Mississippi delta. - In: J.A.Peterson and J.C.Osmond, eds., Geometry of sandstone Bodies. - Tulsa, Okla. AAPG, 1961, p.29-52.

21. HOUBOLT J.-J.H.C., JONKER J.B.M. Recent sediments in the eastern part of the Lake of Geneva (Lac Léman). - Geol.en Mijnbouw, 1968, vol.47, n 2, p.131-148.

22. OOMKENS E. Depositional sequences and sand distribution in a deltaic complex: a sedimentological investigation of the post-glacial Rhone delta complex. - Geologie en Mijnbouw, vol.46, n 7, 1967, p.265-278.

23. SCRUTTON P.C. Delta building and deltaic sequence. - In: F.F.Shepard et al., eds., Recent sediments, northwest Gulf of Mexico. - Tulsa, Okla.: AAPG, 1960, p.82-102.

С о д е р ж а н и е

Введение	I
Генетические и морфолого-парагенетические классификации осадков дельт	2
Фаши дельт	24
Надводнодельтовый фашиальный пояс	26
Подводнодельтовый (авандельтовый) фашиальный пояс	34
Заключение	43
Литература	44

В.А.Бабадаглы, А.Д.Джумагулов

**Современные представления об условиях образования
и фациальной зональности дельтовых отложений**

**Ведущий редактор Т.В.Хорошимова
Технический редактор Р.И.Папина
Корректор Р.И.Николаева**

Подписано к печати 16/ХП 1982 г.

т 19686

Формат 60x84/16

Печ.л. 3,0

Уч.-изд.л. 2,9

Тираж 771 экз.

Заказ 1938

Цена 44 коп.

Отделение НТИ ВИЭМС, 123853 Москва, 3-я Магистральная, 38
ОПЛОП ВИЭМС, 123242 Москва, Б.Грузинская, 4/8

Бабадаглы В.А., Джумагулов А.Д. Современные представления об условиях образования и фашиальной зональности дельтовых отложений. - М., 1982, - 46 с., ил. (Геол., методы поисков и разведки м-ний нефти и газа. Обзор/ВНИИ экон. минер. сырья и геол.-развед. работ. ВИЭМС). - Библиогр.: с.44-46 (23 назв.).

На основе анализа и обобщения отечественных и зарубежных материалов по современным и древним дельтам рассмотрены характер фашиальной зональности и особенности седиментации дельтовых образований. Оценена роль различных факторов, влияющих на морфологию и литологию дельтовых построек, представляющих большой интерес в нефтегазовом отношении.